La figure qui illustre la couverture s'inspire d'un hiéroglyphe représentant l'œil pénétrant d'Horus, le tout-puissant dieu du ciel de l'ancienne Égypte. Divisé en parties, cet «œil aérien» servait à calculer les fractions. Curieusement toutefois, plutôt qu'un nombre entier, ou parfait, la somme de ses parties égalait 63/64. De même, le processus de la vérification n'atteindra probablement jamais la perfection.

De nos jours, l'un des éléments essentiels du processus multilatéral de vérification du contrôle des armements est sans doute l'«œil aérien» discret que représente un système de télédétection aéroporté ou spatial. Diverses méthodes de vérification, dont les capteurs au sol, ainsi que certaines formes d'inspection sur place et de surveillance, ajouteront à l'efficacité de ces techniques d'imagerie aérospatiale. Comme l'œil d'Horus, «l'œil» de la vérification est la somme de tous ces moyens techniques. Il reste que la vérification matérielle ne constituera pas nécessairement une solution définitive. Il est même probable que le processus continuera d'être entaché d'une certaine incertitude. En conséquence, la vérification ne sera adéquate et efficace que si l'on fait appel à l'élément intangible qu'est le jugement, représenté par la partie cachée de l'œil d'Horus.

Études ponctuelles sur la vérification du contrôle des armements

La Direction du contrôle des armements et du désarmement d'Affaires extérieures et Commerce extérieur Canada publie occasionnellement des études sur la vérification du contrôle des armements et du désarmement afin de diffuser, dans le cadre des travaux suivis que le ministère effectue dans ce domaine, les résultats de recherches indépendantes réalisées pour son compte.

LES OPINIONS EXPRIMÉES DANS CE RAPPORT SONT PERSONNELLES ET NE REFLÈTENT PAS NÉCESSAIREMENT CELLES D'AFFAIRES EXTÉRIEURES ET COMMERCE EXTÉRIEUR CANADA OU DU GOUVERNEMENT DU CANADA.

An English version of this study is available. To obtain a copy, please contact:

Arms Control and Disarmement Division
External Affairs and International Trade Canada
Tower A,
125 Sussex Drive
Ottawa, Ontario
Canada
K1A 0G2

Affaires extérieures et Commerce extérieur Canada
N° de cat. E54-8/8-1991F
ISBN 0-662-97055-1
ISSN 0840-7983

Décembre 1991

La vérification de l'interdiction des essais nucléaires : Une étude canadienne en sismologie expérimentale

par Kin-Yip Chun

Professeur au Département de physique

Université de Toronto

Document rédigé pour le compte de

la Direction du contrôle des armements et du désarmement

Affaires extérieures et Commerce extérieur Canada

Ottawa (Ontario) Canada

92-02758/

Données de catalogage avant publication (Canada)

Chun, Kin-Yip

La vérification de l'interdiction des essais nucléaires : une étude canadienne en sismologie expérimentale

(Études ponctuelles sur la vérification du contrôle des armements ;
ISSN 0840-7983 ; n° 8)
Publié aussi en anglais sous le titre : Nuclear test ban verification: recent Canadian research in forensic seismology
ISBN 0-662-97055-1
N°de cat. MAS E54-8/8-1991F

1. Armes nucléaires — Contrôle — Vérification — Canada. 2. Explosions nucléaires souterraines — Détection. I. Canada. Direction du contrôle des armements et du désarmement. II. Titre. III. Titre : Une étude canadienne en sismologie expérimentale. IV. Collection.

UA12.5C4814 1991 623'.737 C91-098703-3

Table des matières

	Page
Liste des figures	iv
Résumé	v
Abstract	viii
Remerciements	xi
Liste des abréviations	xii
Chapitre 1 : Introduction	1
Chapitre 2 : La vérification	2
Chapitre 3 : Les principaux types d'ondes sismiques	4
Chapitre 4 : L'observation sismique : les tâches fondamentales	8
Chapitre 5 : L'observation sismique, la Terre et le réseau téléphonique	21
Chapitre 6 : La recherche en matière d'observation télésismique : bastion canadien	25
Chapitre 7 : L'observation rapprochée : innovations canadiennes fructueuses	31
Chapitre 8 : Analyse et conclusions	35
Notes	37
Sélection bibliographique	39

Liste des figures

		Page
Figure 1 :	Trajectoires des ondes de volume et des ondes de surface dans la Terre	4
Figure 2 :	Schéma de rayonnement d'un séisme (à gauche) et schéma de rayonnement d'une explosion (à droite)	5
Figure 3 :	Découplage de cavité	10
Figure 4 :	L'Ensemble sismologique de Yellowknife	14
Figure 5 :	Diagramme des m_b par rapport aux M_s	16
Figure 6 :	Propagation des ondes L_g dans le guide d'ondes de la croûte terrestre	18
Figure 7 :	Phase P_n : une superposition d'«ondes plongeantes»	19
Figure 8 :	Exemples d'enregistrements régionaux de séismes de puissance moyenne	20
Figure 9 :	Enregistrements effectués à Yellowknife d'une explosion nucléaire au Kazakhstan oriental	27
Figure 10 :	Enregistrements de cinq essais nucléaires effectués aux Tuamotu françaises	28
Figure 11 :	Paramètres des sources d'explosions nucléaires pour les essais effectués aux Tuamotu	29
Figure 12 :	Configuration source-station utilisée dans la méthode inversée du couple de stations	31

Résumé

Sont décrits dans ce rapport : a) la vérification et sa raison d'être; b) les rôles fondamentaux de la vérification sismique; c) les paramètres physiques qui permettent de faire la distinction entre un tremblement de terre et une explosion, et d'évaluer la puissance d'une explosion; d) les problèmes techniques que présente le contrôle sismique des essais nucléaires souterrains; e) la stratégie fondamentale de règlement des problèmes appliquée par l'équipe de chercheurs en sismologie expérimentale de l'Université de Toronto; enfin, f) la valeur scientifique des recherches de cette équipe.

La sismologie offre le principal moyen de surveiller les explosions nucléaires souterraines. Un appareillage sismographique perfectionné, le savoir-faire des chercheurs canadiens et l'existence chez nous d'un vaste «polygone d'essai» (la masse continentale canadienne ressemble beaucoup à d'autres régions d'intérêt pour la vérification d'une interdiction des essais nucléaires), voilà autant d'atouts qui contribuent à faire du Canada un intervenant de plus en plus en vue dans ce domaine très spécialisé qu'est la sismologie expérimentale.

Les recherches menées à l'Université de Toronto depuis novembre 1985 comportent deux volets : a) la vérification sismique à distance à l'aide d'enregistrements d'ondes P fournis par l'ancien et le nouvel Ensemble sismologique de Yellowknife (ESY); b) la vérification régionale (à rayon rapproché) avec des enregistrements d'ondes à haute fréquence L_g et P_n fournis par le Réseau de télémétrie de l'Est du Canada, un groupe de stations installées pour enregistrer les tremblements de terre.

L'analyse de plus de 600 enregistrements (ESY) d'ondes sismiques engendrées par des explosions très éloignées a révélé d'importantes différences dans l'atténuation des ondes P le long des trajectoires de propagation reliant ce poste d'écoute passif à sept zones actives d'explosions nucléaires expérimentales dans le monde. En puisant dans les très nombreuses données d'archives de l'ESY sur les explosions nucléaires et en recourant aux nouvelles techniques d'analyse des signaux, nous avons pu réviser de façon significative les résultats publiés antérieurement au sujet de l'atténuation des ondes P pour les mêmes trajectoires.

Pour avoir une bonne idée de l'ampleur de ces révisions, nous avons montré que les estimations de la puissance des explosions, établies à partir des données de l'ESY en utilisant les valeurs d'atténuation antérieures puis nos valeurs révisées, peuvent varier du simple au double selon la localisation de la zone d'essai. Pour comprendre la portée des révisions d'un autre point de vue, nous avons analysé les données de l'ESY sur les explosions en appliquant nos nouvelles valeurs d'atténuation. Nous avons ainsi pu, dans certains cas, voir apparaître

effectivement une indication de la profondeur du foyer (type de signal appelé pP) dans les signaux produits par des explosions nucléaires souterraines.

Afin d'améliorer la précision des relevés rapides d'événements sismiques éloignés, nous avons étudié en profondeur les écarts systématiques existant entre les relevés obtenus à partir des données de l'ESY et ceux établis d'après les enregistrements du réseau mondial de stations sismologiques. Notre étude, qui se fonde sur l'analyse des enregistrements de plus de 7 000 tremblements de terre, a permis de fixer des paramètres correctifs systématiques de localisation. L'application de ces paramètres aidera à localiser de façon fiable et rapide (entre vingt minutes et une heure) l'épicentre de tout événement sismique dûment enregistré se produisant dans un rayon de 10 000 kilomètres de l'ESY.

Cette approche, qui est fortement axée sur l'exploitation de données, est complétée par l'élaboration d'une nouvelle méthode d'identification et de traitement des signaux. La «méthode à énergie orientée» *(oriented energy approach)*, s'inspirant de récents progrès dans le domaine du génie mathématique, a été appliquée par l'équipe de l'Université de Toronto à l'analyse des champs d'ondes sismiques; les chercheurs ont profité des enregistrements à triple composante en large bande qu'offre depuis peu l'ESY modernisé. Les travaux préliminaires ont montré que cette nouvelle méthode permet de mieux capter les signaux en dépit des bruits ambiants.

Les recherches susmentionnées sur la vérification d'événements sismiques éloignés sont menées parallèlement à des travaux régionaux (à rayon rapproché) dont l'objet est de surveiller les explosions nucléaires de faible puissance grâce à des stations sismologiques situées à l'extérieur et à l'intérieur du territoire visé. Nos études régionales se concentrent sur la propagation, l'atténuation, la distorsion géologique (effets locaux) de deux ondes sismiques régionales — L_g et P_n — qui revêtent une extrême importance pour la vérification d'une interdiction des essais nucléaires.

Une nouvelle technique pour mesurer l'affaiblissement de l'énergie des ondes L_g en fonction de la distance (atténuation) a été élaborée et mise à l'essai avec succès dans le bouclier canadien, dont l'effet d'atténuation est faible. Nous avons montré que la nouvelle technique permet de détecter, dans le cas de ces ondes, des atténuations infimes sur des distances aussi courtes que 100 kilomètres le long de trajectoires de propagation dans le bouclier canadien — même en présence d'écarts manifestes provenant de la topographie. Une résolution spatiale de cet ordre constitue un atout précieux pour contrôler l'observation de traités interdisant les essais nucléaires à faible puissance.

Il est plus difficile de mettre au point une méthode efficace pour mesurer l'atténuation des ondes P_n. Contrairement à ce qui vaut pour d'autres types de

signaux sismiques, on connaît mal le mode de propagation de ces ondes, et partant, la manière dont l'énergie se déplace géométriquement (phénomène qui n'a rien à voir avec l'atténuation). L'incertitude quant au taux de propagation géométrique des ondes P_n, on le sait fort bien, constitue une grande source d'erreurs dans le calcul du degré d'atténuation de ces ondes. Récemment, nous avons terminé, dans le bouclier canadien, la mise au point et l'essai d'une méthode permettant de calculer simultanément le degré d'atténuation et le taux de propagation géométrique de ces ondes.

Afin de fixer la signature des ondes d'arrivée L_g et P_n selon qu'elles émanent d'un tremblement de terre ou d'une explosion, et de «normaliser» le facteur d'amplification de la station de manière à obtenir une estimation fiable de la puissance, nous nous sommes efforcés de surmonter le problème de la distorsion des signaux qui se produit à proximité de la station en raison de la complexité des structures situées aux environs. Des schèmes de normalisation ont été mis au point, aussi bien pour les ondes L_g que pour les ondes P_n.

Pour les besoins de la démonstration, nous avons appliqué le schème de normalisation aux effets locaux des ondes L_g afin d'élaborer une nouvelle méthode de calibrage du réseau. En transformant les stations du réseau (effets des instruments et effets de la géologie des lieux) en «clones» quasi identiques, on réduit le nombre de stations enregistreuses nécessaires pour repérer avec certitude la source d'un événement sismique et faire une estimation fiable de sa puissance. Nous avons pu ainsi abaisser le seuil d'identification de la source.

Abstract

This report describes: a) verification and its rationale; b) the basic tasks of seismic verification; c) the physical basis for earthquake/explosion source discrimination and explosion yield determination; d) the technical problems pertaining to seismic monitoring of underground nuclear tests; e) the basic problem solving strategy deployed by the forensic seismology research team at the University of Toronto; and f) the scientific significance of the team's research.

Seismology provides the primary means for monitoring nuclear explosions that take place underground. Improved seismographic hardware, Canadian research expertise, and the availability of a vast "proving ground" (the Canadian land mass which bears close resemblance with other regions of nuclear test ban verification interest), are all helping Canada become an increasingly notable contributor to this highly specialized branch of forensic seismology.

The research carried out at the University of Toronto since November 1985 has two components: a) teleseismic verification using P wave recordings from both the old and the recently refurbished Yellowknife Seismic Array (YKA); and b) regional (close-in) verification using high-frequency L_g and P_n recordings from the Eastern Canada Telemetered Network, a group of stations installed to record earthquakes.

Analysis of more than 600 explosion-generated teleseismic records from the YKA has shown major differences in P wave attenuation among the propagation paths connecting this quiescent listening post with seven active nuclear explosion testing areas in the world. By taking advantage of the YKA's voluminous body of archived nuclear explosion data and of newly available signal analysis techniques, we have been able to make significant revisions to previously published P wave attenuation results for the same paths.

To appreciate the magnitude of these revisions, we have shown that explosion yield estimates inferred from the YKA data using previous and our revised attenuation values differ by a factor as large as 2, depending on the nuclear test site location. To understand the significance of the revisions from yet another perspective, we have performed analysis of YKA explosion data using our new attenuation values. The study has resulted in instances in which a seismic source depth indicator (a seismic phase known as pP) is successfully unmasked in the signals from underground nuclear explosions.

To improve the accuracy of rapid teleseismic locations of distant seismic events, we have carried out an in-depth study of systematic biases between the array-derived locations and those determined using global seismic network

readings. This study, based upon the analysis of recordings of more than 7,000 earthquakes, has resulted in the delineation of systematic location correction terms. Application of these correction terms will help facilitate reliable and speedy (from 20 minutes to one hour) epicentral determination of any well-recorded seismic event occurring within a 10,000 kilometre radius of the YKA.

The data-intensive approach described above is complemented by the development of a new method of signal identification and processing. Rooted in recent advances in mathematical engineering, the "oriented energy approach" has been introduced by the University of Toronto team into seismic wavefield analysis, taking advantage of the recent availability of the three-component, broadband recordings of the refurbished YKA. Preliminary investigations have shown that the new approach facilitates effective recognition of signals which are buried in noise.

The above teleseismic verification research is carried out in parallel with regional (close-in) verification research aimed at monitoring low-yield nuclear explosions using seismic network stations outside and inside the territory being monitored. Our regional research focuses upon the propagation, attenuation, geological distortion (site effects) of two regional seismic waves — L_g and P_n — of paramount importance in nuclear test ban verification.

A novel technique for measuring the decrease in energy over distance (i.e. attenuation) for L_g waves has been developed and successfully tested in the low-attenuating Canadian Shield. We have shown that the new technique is capable of detecting a minute amount of attenuation suffered by the L_g waves over Canadian Shield paths as short as 100 km — in the presence of conspicuous site-related differences. Spatial resolution on this scale is a valuable asset in monitoring low-threshold nuclear test ban treaties.

Development of an effective method for measuring P_n attenuation proves to be more challenging. Unlike other seismic phases, the P_n propagation mode, and hence the manner in which its energy spreads out geometrically (a phenomenon unrelated to attenuation), is poorly known. The uncertainty concerning the P_n geometrical spreading rate is well known to be a major source of error in the determination of the P_n attenuation. We have recently completed the development and testing in the Canadian Shield of a method for simultaneous determination of the P_n attenuation and the P_n geometrical spreading rate.

In order to preserve "earthquake-like" and "explosion-like" signature characteristics of arriving L_g and P_n waves and to "standardize" the station site amplification factor for reliable yield estimation, we have striven to overcome the

problem of near-station signal distortions due to structure complexities near the station. Standardization schemes have been developed for both L_g and P_n waves.

For demonstration purposes, we have used the standardization scheme for L_g site effects to construct a new method of network calibration. By effectively turning network stations (instrument plus station geological site effects) into nearly identical "clones", fewer recording stations are required per seismic event for positive source identification and reliable yield estimation. In effect, we have been able to achieve a reduced source identification threshold.

Remerciements

Ce document est le fruit de l'effort collectif de dix personnes dévouées — assistants, chercheurs et spécialistes invités. MM. Tianfei Zhu et Richard J. Kokoski, principaux chercheurs associés au projet, ont contribué à l'élaboration du programme en participant aux différentes étapes de la réalisation de celui-ci. Une partie des résultats découle d'une fructueuse contribution du professeur Futian Liu. Cette étude aurait été impossible sans la générosité de MM. Gordon F. West et George D. Garland, professeurs à l'Université de Toronto, et de MM. Robert G. North et Peter Basham de la Commission géologique du Canada, qui nous ont prêté concours et conseils.

Les nombreuses discussions que nous avons eues avec nos collègues américains, MM. Winston Chan, Zoltan Der et Keith McLaughlin, et le regretté professeur Otto Nuttli de l'Université de Saint-Louis, nous ont été fort précieuses.

Nous remercions la Direction du contrôle des armements et du désarmement du ministère des Affaires extérieures et du Commerce extérieur Canada pour ses encouragements et son soutien financier.

Enfin, nous tenons à témoigner notre reconnaissance à M. F.R. Cleminson sans qui la rédaction du présent rapport d'étude n'aurait pas été possible cette année — ni l'an prochain.

Liste des abréviations

BL	Bande large
DETGES-2	Deuxième essai technique du GES
ESY	Ensemble sismologique de Yellowknife
GES	Groupe spécial d'experts-scientifiques
HF	Haute fréquence
km	Kilomètre(s)
L_g	Ondes L_g
m	Mètre
MAPS	Méthode de l'analyse de la puissance spectrale
m_b	Magnitude des ondes de volume
MICS	Méthode inversée du couple de stations
M_s	Magnitude des ondes de surface
MTN	Moyens techniques nationaux
NRDC	Natural Resources Defense Council
P_n	Ondes P_n
S/B	Rapport signal/bruit
TITEN	Traité d'interdiction totale des essais nucléaires
TLE	Traité de limitation des essais
TLEFP	Traité sur la limitation des essais de faible puissance

Chapitre 1 : Introduction

Lors du congrès de l'Association internationale de sismologie et de physique de l'intérieur de la Terre, tenu en 1957 à Toronto, au Canada, un exposé a été présenté sur les aspects sismologiques des explosions nucléaires. C'est aussi lors de ce congrès que l'on a pour la première fois diffusé les détails concernant la source d'une explosion nucléaire qui devait avoir lieu au Nevada. Cette explosion, qui avait pour nom de code «Rainier», s'est produite à 250 m sous terre le 19 septembre 1957. Depuis, l'on a dénombré bien plus de 1 000 explosions nucléaires souterraines dans le monde, dont la moitié environ se sont produites après que l'U.R.S.S. et les États-Unis eurent signé en 1974 le Traité sur la limitation des essais souterrains d'armes nucléaires. Par ce traité, les deux pays s'engageaient à mettre un terme aux essais nucléaires souterrains d'une puissance supérieure à 150 kilotonnes. La plupart des explosions susmentionnées étaient des essais d'armes.

La vérification ou, plus précisément, ce qui constitue une vérification satisfaisante, est le problème technique le plus controversé du débat sur l'interdiction des essais. Plus de 30 années se sont écoulées depuis la conférence de Genève de 1958, au cours de laquelle des experts de l'Est et de l'Ouest ont pour la première fois véritablement discuté des aspects techniques de la vérification sismique. Des progrès considérables ont été réalisés depuis lors en sismologie expérimentale. Néanmoins, il n'existe toujours pas de traité d'interdiction totale des essais nucléaires (TITEN), et il reste encore des obstacles à surmonter à cet égard, dont les points d'interrogation que suscite l'efficacité de la vérification des traités de ce type.

Ce rapport résume les points saillants de l'étude en vérification sismique entreprise à l'Université de Toronto dans le cadre du Programme de recherche sur la vérification d'Affaires extérieures et Commerce extérieur Canada. Les résultats présentés sont tirés de publications récentes, d'articles sous presse en avril 1991 et de conclusions non publiées ayant trait à nos travaux. Ce document étant destiné à un large éventail de lecteurs, il comporte moins de termes techniques que la plupart des articles de revues scientifiques.

Afin que le lecteur dispose de renseignements généraux essentiels, nous commencerons par une description de quelques concepts fondamentaux intervenant en sismologie expérimentale. Ensuite, nous exposerons les objectifs de l'équipe de recherche de l'Université de Toronto et les résultats qu'elle a obtenus depuis le milieu des années 1980. Notre étude, nous tenons à le mentionner, a grandement bénéficié de la collaboration étroite des spécialistes en sismologie de la Commission géologique du Canada.

Chapitre 2 : La vérification

La raison sous-jacente pour laquelle on veut conclure un accord de limitation des armements est simple. En se soumettant aux mêmes restrictions en ce qui concerne l'essai et le déploiement d'armes, tous les États intéressés espèrent renforcer leur propre sécurité. Dans les faits, pour retirer les avantages espérés, il faut que chaque État signataire respecte les conditions du traité. Comme des violations commises par ne serait-ce qu'un seul signataire risqueraient de menacer la sécurité d'autres signataires, il est d'une importance vitale de disposer de moyens tangibles permettant de vérifier si l'on respecte le traité et de détecter les violations, le cas échéant.

À l'heure actuelle, et il en sera de même pour quelque temps encore, il est impossible en pratique de détecter de façon fiable une menue explosion nucléaire souterraine se produisant ailleurs que dans les polygones d'essais connus. Cela est particulièrement vrai si l'essai recourt délibérément à une méthode de dissimulation comme le découplage sismique, c'est-à-dire s'il se sert d'une cavité pour atténuer les signaux sismiques transmis hors de la région d'origine.

Cependant, il importe de tenir compte de l'intérêt militaire des essais nucléaires de très faible puissance. La partie essentielle d'une ogive thermonucléaire moderne est ce qu'on appelle la charge primaire ou déclencheur de fission. La plupart des charges primaires ont une puissance de 5 à 15 kilotonnes. La puissance minimale requise pour déclencher les réactions physiques rendant ces petites explosions initiales possibles (booster) est d'environ 1 kilotonne ou un petit peu plus. De l'avis général, des essais nucléaires d'une puissance nettement inférieure à 1 kilotonne ne présentent pas d'intérêt militaire.

La vérification vise trois grands objectifs : a) accroître la confiance; b) détecter les violations de traités; c) dissuader quiconque de violer les traités. La dissuasion est possible parce que l'on *peut* détecter et identifier un essai nucléaire clandestin de faible puissance (ex. : 0,5 kilotonne). En outre, plus l'explosion est puissante, plus le risque d'être surpris à tricher augmente.

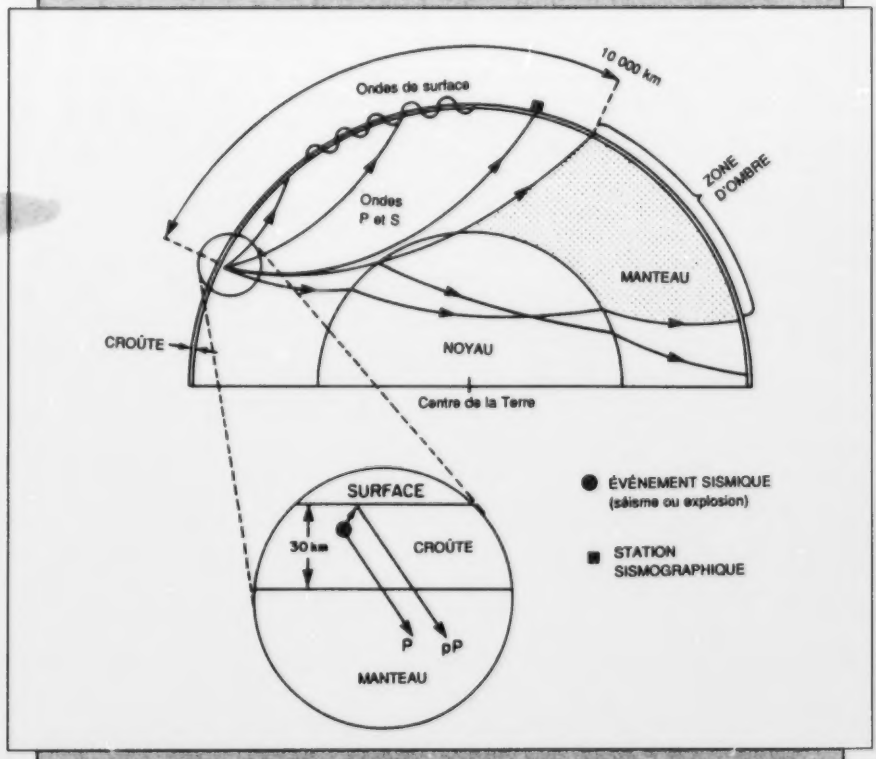
Toutefois, comme il est impossible de détecter et d'identifier tous les essais nucléaires en utilisant la sismologie expérimentale, les opinions diffèrent quant à la question de savoir ce qu'il faut entendre par une vérification satisfaisante et efficace. Le degré de confiance souhaité lorsque l'on vérifie le respect d'une interdiction des essais de faible puissance dépend en grande partie de la réponse à la question suivante : les avantages que présente un accord l'emportent-ils sur les risques éventuels de violation dudit accord par les autres signataires?

Certes, les méthodes sismiques offrent l'essentiel des moyens de vérifier si l'on respecte un traité d'interdiction des essais, mais il est possible d'en accroître l'efficacité en ajoutant aux traités des dispositions prévoyant des inspections sur place et l'utilisation de «moyens techniques nationaux» (MTN). Ainsi, un ensemble de méthodes de contrôle — sismiques et autres — se renforçant mutuellement constituera probablement le mode de vérification le plus probant pour les interdictions d'essais nucléaires.

Chapitre 3 : Les principaux types d'ondes sismiques

La force explosive d'une détonation nucléaire souterraine produit des ondes sismiques qui se déplacent à travers la terre. La poussée vers l'extérieur d'une explosion sous terre produit des ondes de compression, dites ondes P. Le «P» vient du mot «premiers», car, d'un assortiment d'ondes, celles-ci sont les premières à arriver au sismographe. Les ondes P, qui sont un des deux types d'ondes de volume, se propagent profondément à l'intérieur de la terre. Elles peuvent atteindre en quelque 13 minutes un capteur sismique situé à 10 000 km de distance.

Figure 1 : Trajectoires des ondes de volume et des ondes de surface dans la Terre

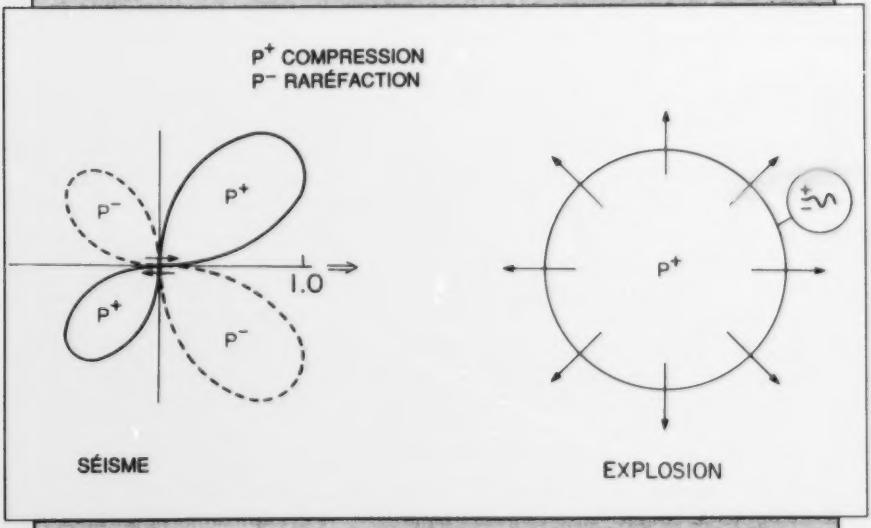


Ce schéma est tiré de la brochure intitulée *L'Ensemble sismographique canadien*, publiée par Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa, en 1988.

Un tremblement de terre, ou séisme, survient lorsqu'il y a déplacement dans un plan de fracture. Le processus de cisaillement entre les deux plaques constitue une source importante d'ondes transversales, qui sont le second type d'ondes de volume. Les ondes S, dites aussi ondes secondaires, se déplacent plus lentement que les ondes P; en fait, il leur faut pratiquement deux fois plus de temps pour parcourir la même distance.

Outre ces ondes de volume, il existe aussi des ondes de surface. Elles ont des périodes plus longues, se déplacent plus lentement que les ondes de volume et se propagent près de la surface de la terre. La figure 1 montre schématiquement les trajectoires suivies par les ondes de volume et les ondes de surface. L'agrandissement dans la partie inférieure de la figure montre les ondes réfléchies à la surface que l'on appelle aussi la «phase pP». L'importance de ce dernier signal sismique pour le contrôle d'un traité d'interdiction des essais sera analysée plus loin.

Figure 2 : Schema de rayonnement d'un séisme (à gauche) et schema de rayonnement d'une explosion (à droite)



Le signe plus (+) indique une compression (poussée) et le signe moins (-), une raréfaction (traction). La flèche est pointée en direction de la propagation dans la rupture de faille.

C'est le plus souvent par leur magnitude que l'on caractérise l'ampleur des événements sismiques. Les deux magnitudes les plus communément utilisées sont : a) m_b, soit la magnitude des ondes de volume, reposant sur l'amplitude des ondes de volume observées qui est mesurée sur une période de près d'une seconde et corrigée en fonction de la distance de propagation; b) M_s, soit la magnitude des ondes de surface, reposant sur l'amplitude des ondes de surface observées qui est mesurée sur une période de près de 20 secondes et corrigée en fonction de la distance de propagation.

Les amplitudes d'un type donné d'ondes sismiques quittant la région source peuvent dépendre de l'orientation de ces ondes; on appelle cette dépendance le diagramme de rayonnement. La figure 2 donne les diagrammes de rayonnement d'ondes P se produisant dans des conditions idéales pour un séisme et une explosion. Le diagramme de rayonnement du séisme se compose de quatre boucles dont l'orientation cardinale est fonction de la direction du rejet. La différence de taille des boucles découle de la propagation de la rupture de faille, comme l'indique la flèche. Les lignes continues montrent le premier mouvement de compression (poussée); les lignes pointillées, le premier mouvement de raréfaction (traction). Par contraste, les ondes P émises dans des conditions idéales par une source d'explosion ont la même amplitude et ce, dans toutes les directions. De plus, elles ont toutes un premier mouvement de compression.

La façon dont sont engendrées les ondes sismiques est un phénomène physique complexe, mais il est possible de faire quelques généralisations simples. Les ondes sismiques couvrent un large spectre de fréquences d'oscillation. Les ondes de basse fréquence (période longue) sont d'autant plus nombreuses que le séisme est puissant. Un signal sismique enregistré se compose des mouvements oscillatoires de nombreuses périodes distinctes. On peut déterminer l'amplitude de chaque période au moyen de techniques éprouvées de traitement des signaux. Deux signaux sont dits de fréquences (profil spectral) différentes si l'un comporte surtout des oscillations de basse fréquence (période longue) et l'autre, des oscillations de haute fréquence (période courte).

Dans les séismes, ce sont d'énormes blocs rocheux qui bougent, alors que les explosions sont de petites sources, intenses et de courte durée. Les différences fondamentales de source entre tremblements de terre et explosions apparaissent dans les caractéristiques des ondes sismiques que les uns et les autres produisent. Habituellement, les ondes P ayant pour origine une explosion présentent au début une bande plus large, plus impulsive que les mêmes ondes produites par un séisme. Pour des ondes P de puissance similaire (mesurée en magnitude d'ondes de volume m_b, par exemple), les séismes ont tendance à dégager des ondes de surface de longue période (basse fréquence) plus fortes et, par conséquent, de plus grandes magnitudes d'ondes de surface M_s. À un niveau

plus subtil, le profil spectral des signaux sismiques diffère d'un type de source à l'autre, les signaux produits par une explosion dégageant comparativement plus d'énergie vers les plus hautes fréquences. L'analogie avec les êtres humains est la suivante : chacun d'entre nous a un spectre vocal particulier qui le différencie du reste des gens. Autrement dit, les explosions ont un «timbre» plus aigu que les séismes.

Chapitre 4 : L'observation sismique : les tâches fondamentales

Les capteurs modernes, comme ceux déployés dans l'Ensemble sismologique de Yellowknife récemment modernisé situé dans les Territoires du Nord-Ouest, sont extrêmement perfectionnés et sensibles. Ils sont capables de reconstituer avec précision les mouvements du sol continus tridimensionnels résultant, sur le lieu d'enregistrement, de l'arrivée d'ondes sismiques produites par une secousse éloignée. Cependant, sur les enregistrements, les ondes, déjà affaiblies par leur long parcours, sont accompagnées de parasites. Il s'agit de bruits de fond d'origine artificielle ou naturelle, locale ou régionale, causés entre autres par des perturbations atmosphériques, par le mouvement des océans, la circulation routière, les activités de construction et l'exploitation minière. Le rapport entre la puissance du signal et celle du bruit ambiant est appelé rapport signal/bruit (S/B). Il est possible de réduire les bruits de fond en choisissant soigneusement le lieu où l'on installe les capteurs de contrôle, en aménageant de façon spéciale la configuration de l'ensemble sismologique et, dans certains endroits, en installant les capteurs dans des puits profonds forés bien au-dessous de la surface terrestre. Un petit signal sismique émis par une explosion nucléaire souterraine éloignée de faible puissance peut être capté clairement et analysé si le bruit ambiant enregistré est assez bas.

La figure 4a) montre l'Ensemble sismologique de Yellowknife (ESY), qui est de configuration cruciforme. Ce poste d'écoute modernisé enregistre des données sismiques depuis près de 30 ans, ce qui est une réalisation enviable. La plupart des polygones d'essais nucléaires souterrains actuels du monde se trouvant dans un rayon de 10 000 km de l'ESY, on peut dire que ce dernier occupe une position stratégique (figure 4b)). À moins d'indication contraire, les points sur la figure 4a) désignent l'emplacement de stations de courte période. Les abréviations BL et HF désignent respectivement les stations de bande large et les stations de haute fréquence. Les capteurs à bande large sont des instruments délicats qui demandent une température et une pression ambiantes extrêmement stables. Pour obtenir le milieu d'enregistrement souhaité, les chambres dans lesquelles ces instruments sont placés se trouvent dans des tunnels horizontaux creusés à 10 m de profondeur dans le granit, et isolés par deux portes protectrices.

L'observation sismique comprend quatre tâches fondamentales : a) la détection de l'événement; b) la localisation de l'épicentre; c) l'identification de la source sismique; d) l'estimation de la puissance s'il s'agit d'une explosion.

Detection de l'evenement

Dans l'observation des activités sismiques, la première étape est la détection, c'est-à-dire le processus visant à confirmer qu'un événement sismique (séisme, explosion nucléaire, explosion chimique, éruption volcanique, etc.) s'est produit. La capacité de détection dépend des facteurs suivants : type de stations sismiques déployées, répartition spatiale et densité de couverture du réseau de stations, bruit de fond ambiant et milieu tectonique dans lequel le réseau est installé.

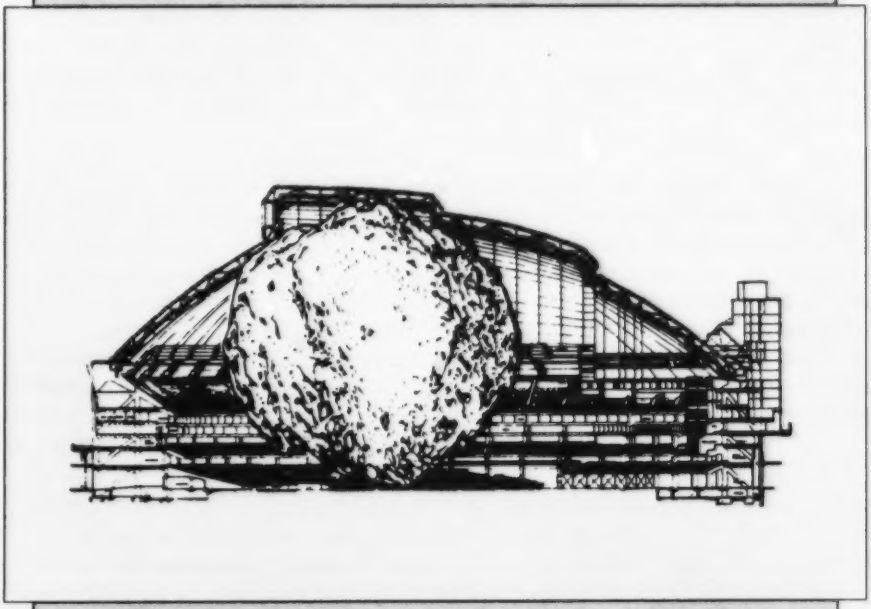
Si une explosion nucléaire souterraine a lieu dans une cavité d'un rayon supérieur à une certaine valeur minimale pour une puissance donnée — technique de dissimulation connue, appelée découplage sismique — beaucoup moins d'énergie est transmise, ou «couplée», à la roche environnante. Dans ce cas, l'explosion semblera plus petite qu'elle ne l'est réellement et sera plus difficile à détecter. Plus l'explosion sera puissante, plus la cavité devra être grande pour obtenir l'effet de découplage recherché[1]. Les plus grandes cavités creusées dans la roche dure sont petites en comparaison de celles creusées dans du sel.

Les chercheurs en sismologie expérimentale s'accordent en général à dire que les techniques existantes permettent probablement de construire des cavités de taille et de résistance voulues pour des essais clandestins répétés d'armes nucléaires d'une puissance allant jusqu'à 1 ou 2 kilotonnes. Pour étouffer une explosion de 5 kilotonnes, une cavité taillée dans le sel doit avoir un diamètre minimum de 86 m, ce qui correspond, grosso modo, à la hauteur du *Sky Dome*, le nouveau stade de Toronto (figure 3). Les énormes excavations nécessaires pour le découplage d'essais nucléaires de plus grande puissance seraient à la fois coûteuses et techniquement difficiles, notamment si l'on tient compte du fait que de tels travaux doivent s'effectuer à l'insu de tous. Il est invraisemblable que l'on puisse construire clandestinement une cavité stable suffisamment spacieuse pour étouffer une explosion de 10 kilotonnes[2]. Même si l'on réussit à construire une telle cavité, des essais clandestins répétés d'une puissance de quelques kilotonnes, voire plus, dans une même cavité risquent fort d'être détectés et localisés avec précision, ce qui attirerait l'attention d'un organe de surveillance tiers et irait à l'encontre de l'objectif recherché au départ.

Pour des raisons historiques, en Occident, on étudie l'U.R.S.S. en détail afin d'évaluer les besoins futurs en surveillance sismique de ce pays. La masse continentale soviétique est très différente de celle de l'ouest des États-Unis, où se trouve le polygone d'essais du Nevada. Alors que la vérification du respect des traités requiert aujourd'hui une approche mondiale de l'observation sismique

dépassant nettement les frontières nationales des deux superpuissances, l'Union soviétique reste un modèle d'analyse pratique.

Figure 3 : Decouplage de cavite



Une cavité sphérique hypothétique de 86 m de diamètre au minimum creusée dans le sel pour étouffer une explosion de 5 kilotonnes est superposée, pour comparaison, à une coupe du *Sky Dome*, le nouveau stade monumental de Toronto.

L'expérience acquise par les États-Unis et par plusieurs autres pays donne à penser qu'un réseau de stations sismiques entièrement implanté hors de l'U.R.S.S. pourrait détecter en tout point du pays des explosions bien couplées d'une m_b minimale de 3,5[3]. Le seuil d'*identification* de la source correspondant est d'une m_b de 4,0, ce qui équivaut à une explosion bien couplée d'une puissance de 1 kilotonne. Si l'on dispose en plus d'un réseau de 25 stations d'observation installées dans le pays, le seuil de détection descend à une m_b de 2,0 à 2,5. Suivant la teneur des dispositions du traité relatives aux explosions chimiques, le seuil minimal d'identification de la source peut être abaissé au moins à une m_b de 3,5. Comparé à l'écart de m_b de 0,5 qui sépare les seuils de détection et d'identification des événements télésismiques, le même écart, pour les petits événements régionaux, est visiblement plus important.

Cela s'explique notamment par le fait que les signaux émanants de petits événements enregistrés au niveau régional, essentiellement constitués d'oscillations de haute fréquence, sont beaucoup plus sensibles à des distorsions fonction des fréquences qui surviennent dans le voisinage des stations d'enregistrement. Parce que l'hétérogénéité latérale de la Terre, qui est responsable des influences du site, est plus prononcée près de la surface, les caractéristiques des signaux régionaux de haute fréquence varient beaucoup plus d'une station d'enregistrement régionale à l'autre qu'entre les stations télésismiques qui captent des signaux de basse fréquence. Par conséquent, une grande amplitude de signaux garantit une détection des événements, mais pas nécessairement l'identification de leur source, à moins qu'un nombre assez important de stations enregistrent un événement donné pour que l'on puisse calculer l'incidence moyenne de l'emplacement des stations sur les enregistrements.

L'autre solution consisterait à éliminer les différences entre incidences propres à chaque emplacement en calibrant le réseau. Si l'on calibre un réseau, on a automatiquement besoin de moins de stations d'enregistrement par événement pour identifier la source de façon fiable et, en conséquence, le seuil d'identification de la source est abaissé.

Voyons ce que peut signifier un léger abaissement du seuil d'identification de la source pour de petits événements régionaux. Selon un rapport de l'Office of Technology Assessment[4] (OTA), les données recueillies en U.R.S.S. donnent à penser qu'à une m_b de 3,0 dans une région où les transmissions sont bonnes correspond une explosion découplée d'une puissance se situant entre 2,6 et 3,8 kilotonnes. Cela veut dire que pour pouvoir observer une explosion découplée de 5 kilotonnes se produisant en U.R.S.S., il faut diminuer un peu l'écart entre le seuil de détection (m_b variant entre 2,0 et 2,5) et le seuil d'identification, dont on estime modestement la m_b à 3,5.

Il est à noter que des progrès ont déjà été réalisés en matière d'appareillage sismique installé dans le pays. En vertu d'un accord conclu en 1986 entre le Natural Resources Defense Council (NRDC) — organisme non gouvernemental américain — et l'Académie soviétique des sciences, des appareils sismiques ont été installés et sont exploités, à titre temporaire, en U.R.S.S., non loin du polygone d'essais nucléaires de la rivière Shagan, au Kazakhstan oriental. Par la suite, en 1988, des stations du NRDC redéployées dans la région ont été autorisées à enregistrer à distance régionale des essais effectués dans ce polygone.

Pendant l'été 1988, quatre stations sismiques ont été installées en U.R.S.S. par un autre organisme privé américain, à savoir Incorporated Research Institutions for Seismology, qui est un consortium regroupant quelque 70 collèges, instituts et universités des États-Unis. Ces installations, également autorisées en vertu d'un accord conclu avec l'Académie soviétique des sciences, ont été mises en place à temps pour enregistrer un événement sismique historique : l'expérience de vérification mixte du 14 septembre 1988, menée conjointement par l'U.R.S.S. et les États-Unis. À l'heure actuelle, le United States Geological Survey envisage d'installer 25 autres stations sur le territoire soviétique.

Localisation de l'événement

Une fois l'événement sismique détecté, on en localise la source. Supposons que plusieurs stations enregistrent des ondes P émises par un événement donné. Dans chacune, l'heure d'arrivée dépend de la distance qui sépare la source de la station. Les différences entre les heures d'arrivée fournissent à l'analyste en sismologie les informations nécessaires pour localiser la source, généralement avec une marge d'erreur de 10 à 30 km pour de nombreux réseaux modernes qui procèdent à une observation routinière des activités sismiques. Si les stations enregistrent aussi d'autres types d'ondes ayant des vitesses de propagation variables, la localisation de l'événement sera plus précise, ce qui sera également le cas si la densité de couverture de la station est augmentée.

En ce qui a trait à la source sismique, la profondeur du foyer sous la surface de la terre est une donnée très importante. En effet, si la source est située à une profondeur bien plus grande que quelques kilomètres sous terre, il est peu probable que l'on ait affaire à une explosion nucléaire souterraine clandestine. Hormis leurs coûts faramineux, les opérations de forage nécessaires pour creuser des puits d'essais aussi profonds sont énormes et échappent difficilement aux satellites de reconnaissance et autres MTN.

Un analyste aguerri trouvera sans doute un indice des plus révélateurs, quant à la profondeur de la source, dans des changements subtils des oscillations qui apparaissent sur l'enregistrement sismique peu après l'arrivée des ondes P. Une onde de volume dégagée par un tremblement de terre ou une explosion qui suit une trajectoire ayant une assez forte inclinaison ascendante se réfléchit à la surface de la terre (figure 1). Une fois réfléchie, elle repart vers les profondeurs du globe pour atteindre une station distante peu après les ondes P, qui sont allées directement vers cette station sans effectuer de bref détour au-dessus de la région source. Lorsque ces deux types d'ondes sont enregistrés, on peut se servir de

l'écart de temps qui sépare leur arrivée à la station pour déterminer avec précision la profondeur de la source sismique au-dessous de la surface terrestre.

Les spécialistes donnent à cette catégorie d'ondes de volume réfléchie à la surface un nom particulier : phase de profondeur. La phase de profondeur la plus couramment observée est pP, qui est une onde sismique se déplaçant comme une onde P avant et après le réfléchissement à la surface de la terre au-dessus de la région source. La différence entre le temps qu'il faut à une phase pP pour atteindre une station et le temps qu'il faut à une onde P directe pour atteindre la même station correspond en gros à la durée du détour emprunté par la première au-dessus de la source sismique.

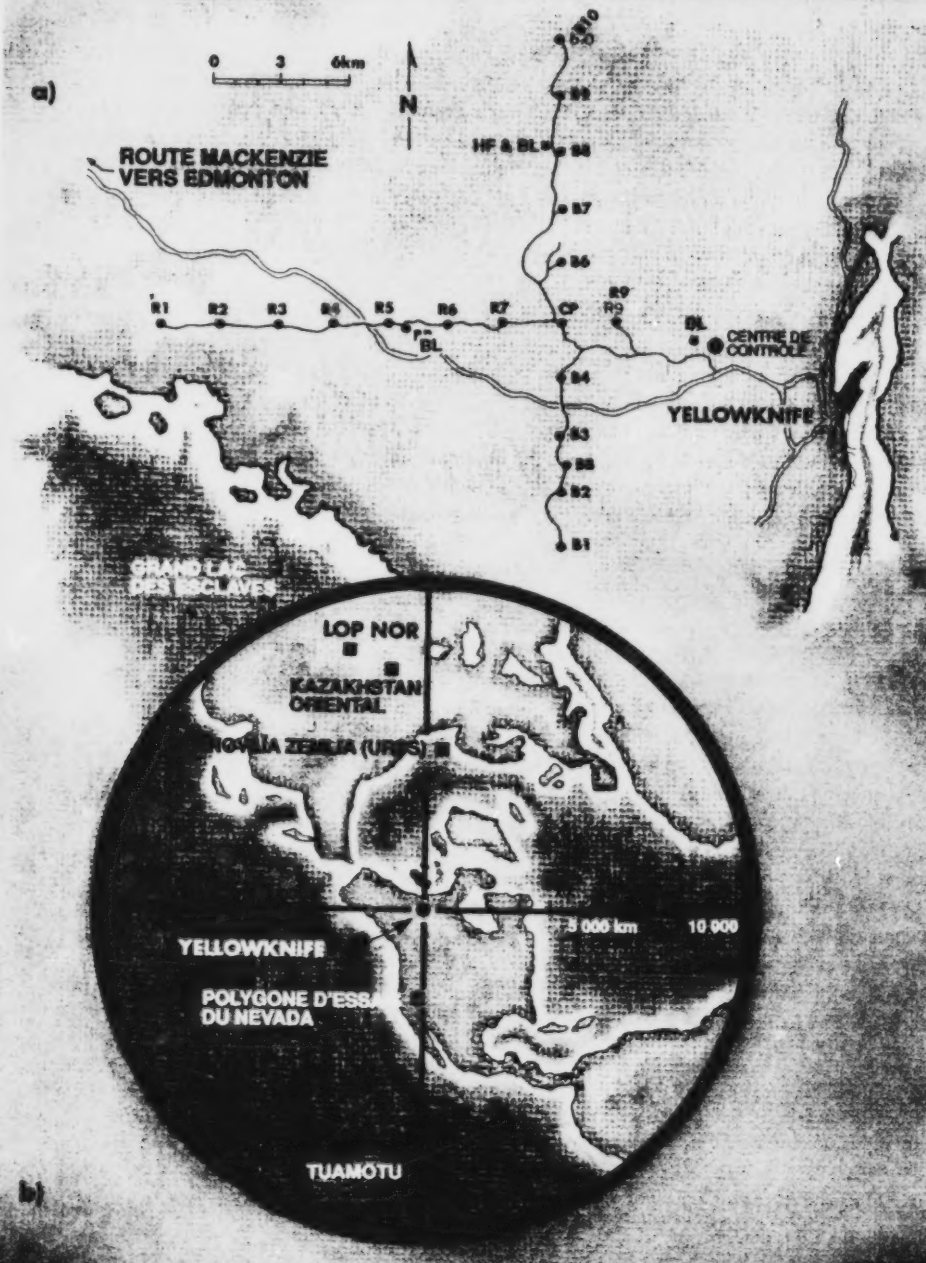
Cependant, les phases de profondeur sont des créatures insaisissables. Pour un événement sismique donné, les phases de profondeur peuvent apparaître sur les enregistrements de certaines stations seulement, ou ne pas apparaître du tout, surtout lorsque les sources sont peu profondes, qu'elles se situent dans la couche supérieure de l'écorce terrestre. Il peut arriver que, par un traitement très pointu des signaux, on repère leur présence. Des exemples de repérage d'ondes pP cachées sont présentés au chapitre 6.

Identification de la source

Pour vérifier si un traité interdisant les essais nucléaires est respecté, il faut déterminer la nature des événements sismiques détectés et localisés. Nous avons déjà évoqué les différences entre la source d'un tremblement de terre et celle d'une explosion. Les tremblements de terre importants sont rares et leur source est simple à identifier. La méthode de différenciation entre les explosions et les séismes les plus puissants repose sur deux valeurs mesurées : la magnitude des ondes de volume, soit m_b, et la magnitude des ondes de surface, soit M_s, dont nous avons parlé au chapitre 3. Pour une m_b donnée, les séismes ont de plus grandes M_s que les explosions nucléaires. Moins la source est puissante, plus il devient difficile de l'identifier. La figure 5 présente un relevé de m_b et de M_s observées lors d'explosions souterraines effectuées dans le polygone d'essais du Nevada et de séismes survenus dans l'ouest des États-Unis. Remarquez que les petites explosions de m_b inférieure ou égale à 4,0 ont tendance à franchir la «ligne de différenciation» et à se mêler à de petits séismes.

Chaque année, on dénombre dans le monde entre 6 000 et 9 000 tremblements de terre d'une m_b supérieure à 4,0, ce qui équivaut à peu près à la m_b d'une explosion nucléaire souterraine d'une kilotonne effectuée dans la roche dure (granit). Si l'on ajoute les séismes d'une m_b de l'ordre de 3,5 à 4,0, ce nombre triple pratiquement. Une m_b de 3,5 correspond à ce que beaucoup de spécialistes

Figure 4 : L'Ensemble sismologique de Yellowknife

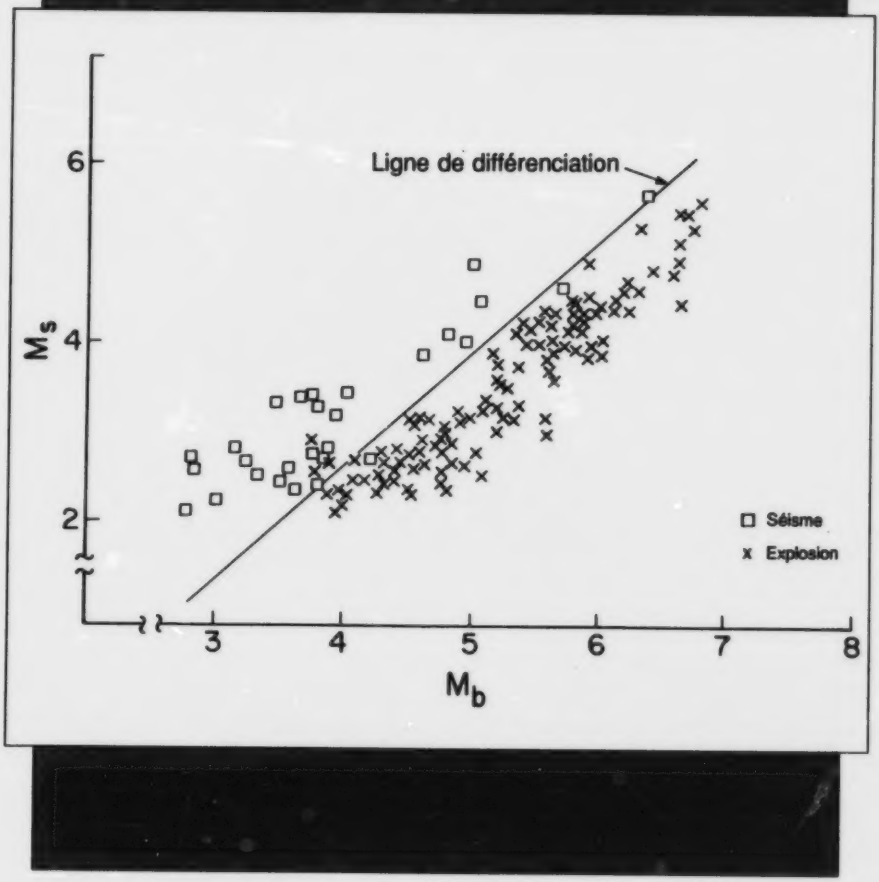


c)

d)

considèrent comme un seuil d'identification de la source prudent (trop élevé) en U.R.S.S., puisque l'on dispose de stations sismiques dans le pays et hors du pays[5].

Figure 5 Diagramme des m_b par rapport aux M_s



Le grand nombre des événements sismiques que l'on détecte et le fait que certains d'entre eux — ceux de faible puissance — sont mal enregistrés font qu'il est difficile de déterminer avec précision l'épicentre et la profondeur du foyer. Généralement, pour identifier la source, il faut avoir un rapport (S/B) plus élevé (signal d'une meilleure qualité) que pour déterminer l'épicentre, pour lequel il faut aussi un S/B plus élevé que pour simplement détecter un événement. D'après l'expérience acquise en matière de signaux télésismiques, le seuil d'identification de la source est supérieur à celui de la détection d'un demi-point

de magnitude (0,5). Cet écart peut être plus important pour des événements enregistrés régionalement dont la m_b est inférieure à 3,5.

Le mieux, lorsque l'on a à traiter un si grand nombre d'événements, est de commencer par faire un tri. On peut dire qu'environ 90 p. 100 de ces événements sont des séismes simplement parce que leur foyer est trop profond ou leur épicentre situé à un endroit trop invraisemblable — ou les deux — pour qu'il s'agisse d'essais nucléaires souterrains. À partir des données sur la localisation, on peut éliminer une part importante d'explosions chimiques dues, entre autres, à l'exploitation minière et à la construction, au dynamitage de roches, à la circulation routière. Si les traités comportaient des dispositions prévoyant la notification préalable de ces activités artificielles, le tri serait davantage facilité.

L'identification des événements restants, qui se comptent encore par centaines, voire par milliers, dans une année, est ardue. Les séismes faibles et les séismes moyens (m_b avoisinant 4,0) ne produisent guère d'ondes de surface de longue période. Les explosions souterraines comparables en magnitude en produisent encore moins. Il en résulte que la méthode de différenciation de la m_b rapport à la M_s, si efficace pour les événements plus importants, devient inutile. L'identification des sources fondée sur les différences observées dans le profil spectral à haute fréquence (plus d'un cycle par seconde) entre des séismes et des explosions fait l'objet de recherches.

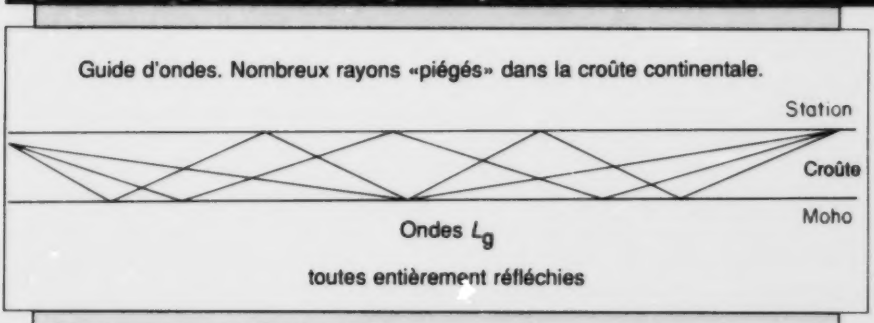
Estimation de la puissance de l'explosion

Si tous les essais nucléaires sont interdits en vertu d'un TITEN, on n'aura pas besoin d'évaluer la puissance des explosions. À l'heure actuelle, les avis restent divergents quant à la question de savoir s'il est possible de détecter des essais présentant un intérêt militaire effectués clandestinement grâce à des procédés de dissimulation. Entrent dans cette zone d'ombre les essais nucléaires clandestins de plusieurs kilotonnes de puissance. Par conséquent, il se peut que l'idée d'un traité sur la limitation des essais de faible puissance (TLEFP) satisfasse davantage de monde dans un proche avenir.

Pour tout traité de limitation des essais (TLE), y compris celui signé en 1974 par les États-Unis et l'U.R.S.S. limitant la puissance maximale permise à 150 kilotonnes, il est nécessaire de mesurer la puissance des explosions nucléaires afin de savoir si l'on reste sous le seuil autorisé par le traité. On estime la puissance sismique en établissant un rapport empirique entre la magnitude (sismique) et la puissance à partir d'explosions de puissances connues. Une fois établi, ce rapport sert à déterminer, à partir de magnitudes sismiques mesurées, la puissance des explosions observées.

Le polygone d'essais du Nevada, dans l'ouest des États-Unis, est situé dans une région dont les caractéristiques tectoniques et la température sous la surface changent considérablement au gré des déplacements des plaques tectoniques nord-américaines et pacifiques. À de grandes profondeurs sous le polygone d'essais, les ondes sismiques se propagent mal dans la roche, qui est chaude et absorbe davantage l'énergie vibratoire. En revanche, les polygones d'essais soviétiques se trouvent dans des régions anciennes et stables du point de vue géologique, ce qui est aussi le cas du Bouclier canadien. Parce que les roches sous ces régions sont froides et plus dures, les ondes sismiques s'y propagent bien.

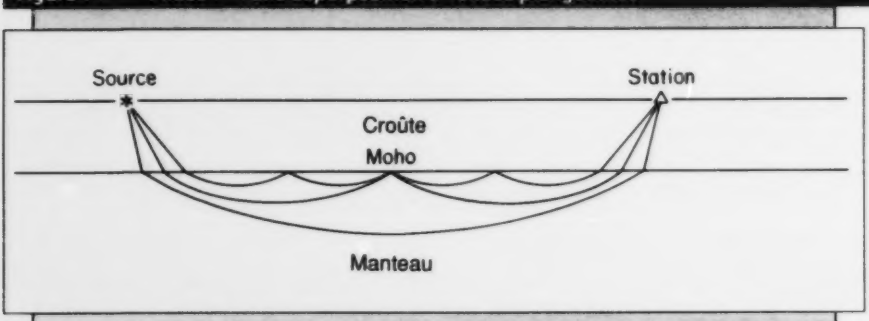
Figure 6 : Propagation des ondes L_g dans le guide d'ondes de la croûte terrestre



Tiré d'un rapport de l'OTA (mai 1988).

Lorsqu'un tremblement de terre ou une explosion a lieu, plusieurs types de signaux sismiques sont émis. Pour vérifier si l'on respecte un TITEN ou un TLEFP, les deux signaux sismiques contenant le plus de renseignements importants sont les P_n et les L_g. Composées de nombreux rayons «prisonniers» d'une écorce terrestre de quelque 30 km d'épaisseur, les ondes L_g se propagent dans le guide d'ondes à une vitesse d'environ 3,5 km par seconde. La figure 6 représente, schématiquement, quelques membres de la famille des rayons emprisonnés qui composent les ondes L_g. Les P_n, par contre, se composent d'une série d'ondes plongeantes courbées par le gradient de vitesse et réfléchies vers l'intérieur sous la discontinuité de Moho qui sépare la croûte du manteau terrestre[6]. Le gradient de vitesse dans la couche supérieure du manteau, dont dépend la vitesse de diffusion géométrique de l'énergie des P_n, varie d'une région à l'autre. La figure 7 représente, schématiquement, quelques-uns des membres de la famille de ces ondes plongeantes[7]. On donne à la façon dont convergent les rayons qui «rebondissent» de multiples fois le nom d'effet de «galerie à échos».

Figure 7 : Phase P_n : une superposition d'«ondes plongeantes»



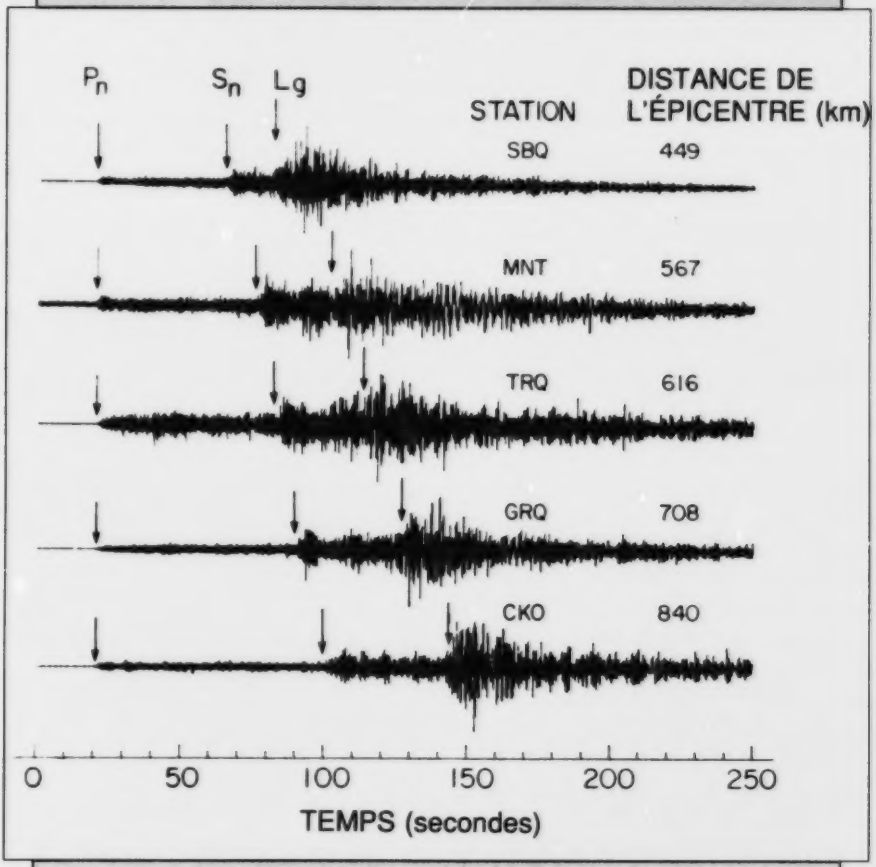
Adaptation de Chun et coll., a1991. L'effet de «galerie à échos» (voir texte) change d'une région à une autre à cause des différences dans le gradient de vitesse, qui détermine les courbes des ondes plongeantes.

La figure 8 fournit des exemples typiques d'enregistrements régionaux de séismes effectués par des stations du Réseau de télémétrie de l'Est du Canada[8]. Sur chacun d'eux, trois types de signaux sismiques sont visibles. Les P_n sont les premières ondes à arriver, les L_g, les dernières. Le début de chaque signal est indiqué par une flèche. Dans l'ensemble, les enregistrements ressemblent beaucoup à ceux réalisés au Kazakhstan oriental[9].

La transmission des P_n et des L_g des polygones soviétiques et américains est de qualité très différente. Ainsi, à essais de puissance égale, on enregistrera, pour l'explosion soviétique, une magnitude supérieure à celle d'une explosion américaine. Inversement, pour une magnitude donnée observée, l'essai nucléaire américain sera de plus grande puissance que l'essai soviétique.

La façon dont l'énergie explosive est couplée à la Terre est un autre facteur important qui influe sur le rapport magnitude-puissance. Ce couplage de l'énergie dépend du type de roche dans lequel l'engin nucléaire est placé pour l'essai. Il est possible de tenir compte des différences de couplage d'énergie et d'atténuation des ondes entre polygones d'essais en étalonnant ces derniers par l'utilisation d'engins nucléaires de puissance connue.

Figure 8 : Exemples d'enregistrements régionaux de séismes de puissance moyenne



Ces sismogrammes, qui proviennent de stations du Réseau télémétrique de l'Est du Canada, ressemblent beaucoup dans l'ensemble à ceux relevés au Kazakhstan oriental.

Chapitre 5 : L'observation sismique, la Terre et le réseau téléphonique

En principe, il est possible d'abaisser les seuils de détection et de localisation sismiques sur le territoire d'un pays surveillé, à condition que suffisamment de stations sismiques y soient déployées. Du point de vue technique, le plus important est de savoir quelles sont les capacités d'identification de la source et d'estimation de la puissance d'un réseau possible de stations d'observation implantées dans le pays. Par «possible», nous entendons les coûts financiers et l'«indiscrétion» liés aux activités d'observation. La fiabilité de l'identification et de l'estimation dépend essentiellement de la capacité à faire des contrôles stables non seulement des amplitudes de mouvement du sol, mais aussi de la composition spectrale exacte, surtout des ondes P_n et L_g.

Si la Terre était parfaitement «silencieuse» et faite de couches rocheuses homogènes, l'amplitude des ondes sismiques décroîtrait doucement et de manière prévisible avec l'éloignement de la source sismique. En extrapolant les amplitudes de mouvement du sol mesurées jusqu'au foyer, on obtient une estimation précise de la puissance de la source. Ensuite, si l'on reporte sur un diagramme la magnitude observée par rapport à des repères de puissance connus, on obtient une courbe douce sans écart, et cette même courbe peut servir partout dans le monde. Il serait donc facile d'estimer la puissance sur cette Terre hypothétique. Ainsi, pour une magnitude observée m_b, il suffit de relever la puissance correspondante sur la courbe.

Les ondes sismiques sont composées de mouvements oscillatoires de périodes nombreuses et différentes. Pour un enregistrement sismique donné, l'amplitude des oscillations correspondant à chaque période peut se mesurer grâce à des techniques bien établies. On appelle la variation d'amplitude qui accompagne la période d'onde «profil spectral» ou «contenu de fréquence». Pour utiliser les méthodes spectrales servant à identifier les sources sismiques, il faut pouvoir repérer, sur les données sismiques enregistrées, les profils spectraux des ondes sismiques quittant la région source et ce, avant la déformation des signaux en raison de la trajectoire et l'apparition des influences du site. Dans notre vie quotidienne, nous différencions automatiquement les voix des gens, le son de divers instruments de musique, par leur profil spectral acoustique. Nous sommes même capables de détecter les variations émotionnelles d'un orateur aux changements subtils du timbre de sa voix. Les difficultés apparaissent lorsque la voix de l'orateur nous arrive par un système de son électronique de piètre qualité. En effet, la composition acoustique de la voix peut alors être tellement déformée que l'on ne peut plus reconnaître le timbre particulier de l'orateur, aussi fort le volume soit-il.

Pour la Terre hypothétique décrite plus haut et pour un type donné de signal sismique, on peut calculer ou mesurer expérimentalement la façon dont le signal est déformé sur toute une trajectoire d'ondes. Les sismologues le font très bien. En sachant comment un signal est systématiquement déformé, ils peuvent corriger les distorsions qui se sont produites pour un signal sismique donné entre la source d'une explosion (ou d'un séisme) et les stations d'enregistrement.

La vraie Terre n'est ni parfaitement «silencieuse» ni constituée de couches rocheuses homogènes. Les affleurements rocheux exposés ont des propriétés d'élasticité et, par conséquent, de «souplesse» différentes. En fait, la couche supérieure de la croûte terrestre varie considérablement d'un endroit à l'autre. La structure géologique peu profonde qui se trouve au-dessous d'une station d'enregistrement sismique, et ses propriétés élastiques particulières, agissent en gros comme un système de son de piètre qualité dont le facteur d'amplification est inconnu. On assiste donc à une distorsion et à une amplification (ou à un étouffement) des signaux près de la station, phénomènes que l'on appelle collectivement «influences du site». Bien qu'extrêmement perfectionnés et fiables, les appareils d'enregistrement sismique modernes ne captent les signaux sismiques qui arrivent sous la station qu'après qu'ils ont subi les incidences déformantes du site.

L'existence des influences du site pose un problème fondamental aux spécialistes de la sismologie expérimentale. Sans méthode pour corriger efficacement ces influences, il est impossible d'obtenir des informations fiables sur les caractéristiques d'atténuation des signaux sismiques le long de leurs trajectoires d'ondes. Or, sans connaissance exacte des caractéristiques de l'atténuation des ondes, il est impossible de corriger convenablement, en fonction des fréquences, la diminution de l'amplitude sismique entre la source et les stations d'enregistrement situées à différentes distances de l'épicentre. En conséquence, on peut éprouver quelque difficulté à déterminer la puissance de l'explosion et le type de source auquel on a affaire.

L'écart entre les puissances enregistrées par différentes stations peut atteindre un facteur de dix. Si nous revenons à la figure 5, nous voyons de grands écarts de magnitude qui se traduiront en une grande incertitude quant à la puissance de l'événement. L'écart est typique de ce genre de relevé. C'est en grande partie à cause des modifications de profil spectral dépendant du site qu'un événement sismique donné pourra être perçu comme un séisme dans certaines stations mais pas dans d'autres. Dans le cas d'un événement sismique important qui est bien enregistré par beaucoup de stations, il est possible de faire la moyenne des résultats des stations et d'arriver à des conclusions fiables quant à la source.

S'assurer du respect d'un TLEFP ou d'un TITEN avec un nombre restreint de stations d'observation est une toute autre affaire, sauf si tous les pays signataires s'entendent sur une disposition interdisant strictement tout essai hors de polygones désignés et s'ils la respectent. Si les lieux des explosions sont fixés et connus, il est possible de former les «oreilles» implantées dans le pays (les postes d'écoute sismique) à reconnaître les sources d'explosions jusqu'à des puissances ne dépassant pas une fraction de kilotonne. Pour qu'un tel scénario soit réalisable, il faut pouvoir procéder à une série d'essais nucléaires d'étalonnage, sous l'étroite surveillance technique des parties concernées.

Les recherches menées dernièrement par des sismologues norvégiens et américains montrent qu'il est possible d'estimer très précisément la puissance en utilisant des enregistrements d'ondes L_g, si l'on conserve la même configuration source/station. Pour le démontrer, ces sismologues se sont servis de données enregistrées par des stations fixes soviétiques et chinoises — situées jusqu'à 3 000 km de l'épicentre — à l'occasion d'essais nucléaires effectués au Kazakhstan oriental. Leurs résultats prouvent qu'il est effectivement possible de mesurer de façon extrêmement constante la puissance explosive de la source jusqu'à une kilotonne et moins.

Identifier le signal et estimer la puissance dans un tel cas, c'est un peu comme s'habituer à un récepteur téléphonique de haut de gamme branché sur une ligne téléphonique fixe. Imaginons, par exemple, que la voix d'un orateur est entendue plusieurs fois par un auditeur de deux façons, de vive voix (c.-à-d. normalement) et par le biais d'un récepteur téléphonique de grande qualité branché sur une ligne téléphonique fixe. Avec l'habitude, un auditeur attentif peut apprendre à reconnaître la voix à l'autre bout de la ligne et à préciser si elle est plus forte ou plus basse que normalement. Tant que la modification du signal net ne change pas d'un appel à l'autre, il n'est pas nécessaire de connaître l'ampleur de la distorsion du signal qui se produit sur la ligne et dans le récepteur. Remarquez que cet étalonnage des «oreilles» ne vaudrait plus pour la fois suivante si la ligne téléphonique ou le récepteur étaient remplacés par d'autres tout à fait différents. En l'occurrence, nous assimilons l'atténuation et la distorsion des signaux sur la ligne téléphonique à celles qui se produisent le long de la trajectoire suivie par les ondes entre une source sismique et un appareil d'enregistrement sismographique. Nous assimilons la distorsion et l'amplification (ou étouffement) des signaux qui surviennent à l'intérieur du récepteur téléphonique aux influences du site dues aux structures géologiques peu profondes proches des stations. Lorsque l'on suit les explosions nucléaires d'un polygone d'essais donné, la trajectoire et les influences du site restent les mêmes. Avec une série d'explosions d'étalonnage d'une puissance connue et d'autres détails techniques pertinents, il est possible de «former» le réseau de stations d'observation à accomplir les tâches voulues.

Lorsque l'observation est étendue de manière à détecter aussi des événements sismiques se produisant hors des polygones d'essais, il devient malheureusement beaucoup plus problématique de vérifier si l'on respecte un TLEFP. La raison en est qu'en coupant la structure géologique particulière qui se trouve sous une station d'observation d'une trajectoire d'ondes jusque-là fixe pour la rattacher à une nouvelle trajectoire, on change la trajectoire et les influences du site combinées nettes, ce qui réduit à néant l'expérience empirique acquise grâce à l'étalonnage d'explosions réalisé pour des polygones d'essais particuliers.

Ici, la difficulté technique est élémentaire pour beaucoup de branches de la géophysique. Le problème est d'isoler le ou les paramètres présentant un intérêt parmi une foule d'autres, qui sont des intrus. L'enregistrement d'un mouvement du sol est le résultat des effets combinés de la source sismique, de l'atténuation terrestre, des influences du site où se trouve la station et des caractéristiques des appareils d'enregistrement, voire du bruit ambiant. En pratique, dans la plupart des cas, les sources disponibles pour définir les paramètres sismiques sont des séismes. Un séisme est une source complexe qui n'irradie pas l'énergie sismique de façon égale dans toutes les directions ou sur toutes les fréquences. Le problème est aggravé par le fait que deux trajectoires différentes d'égales longueurs et partant de la même région géographique ne partagent généralement pas les mêmes propriétés d'atténuation. En outre, les appareils sismiques existants installés à travers le monde aujourd'hui sont un mélange dont la fidélité d'enregistrement est extrêmement variable. Extraire des sismogrammes des informations fiables quant à la station et à l'atténuation sismique semble donc être déjà une tâche formidable en soi.

Chapitre 6 : La recherche en matière d'observation télésismique : bastion canadien

L'ancien et le nouvel Ensemble sismologique de Yellowknife

L'observation télésismique porte sur des distances supérieures à 2 000 ou 3 000 km. Le Canada en fait depuis 1962, c'est-à-dire depuis qu'un ensemble de stations sismiques a été installé près de Yellowknife (Territoires du Nord-Ouest) selon une disposition cruciforme (figure 4a)). L'installation, connue sous le nom d'Ensemble sismologique de Yellowknife (ESY), compte parmi les rares dans le monde qui, depuis près de 30 ans, enregistrent sans discontinuer les événements sismiques. Son emplacement central par rapport à la plupart des polygones d'essais nucléaires le rend particulièrement précieux.

Grâce à l'effort conjoint d'Affaires extérieures et Commerce extérieur Canada et d'Énergie, Mines et Ressources Canada (ÉMR), l'on a pu moderniser l'Ensemble en 1989 et en faire une installation ultramoderne d'observation des activités sismiques mondiales, d'origine tant naturelle qu'artificielle. L'ESY modernisé est maintenant équipé de trois types différents d'appareils d'enregistrement digital, à savoir : a) 18 stations de courte période à composante verticale; b) quatre appareils à bande large et trois composantes; c) un appareil à haute fréquence et trois composantes qui effectue des échantillonnages au rythme élevé de 100 points par seconde. Les données fournies par l'ESY se révèlent extrêmement précieuses dans la recherche en sismologie expérimentale conduite à l'Université de Toronto décrite ci-dessous.

Une expérience d'envergure internationale

L'ESY a récemment joué un rôle fort important dans l'expérience d'échange international de données sismiques réalisée par le Groupe spécial d'experts-scientifiques (GES) de la Conférence du désarmement, qui a son siège à Genève. En 1976, la Conférence du désarmement a donné pour mandat au GES de concevoir un système d'échange international de données sismiques qui aiderait à surveiller l'application d'un traité d'interdiction des essais nucléaires et grâce auquel on disposerait des données nécessaires à la vérification nationale du respect d'un tel traité. Deux sismologues de la Commission géologique (ÉMR), MM. Peter Basham et Robert North, représentent le Canada au sein du GES. En 1988, ils ont accepté de coordonner une expérience importante appelée Deuxième essai technique du GES (DETGES-2). Le DETGES-2 visait à mettre à l'épreuve les concepts d'échange de données sismiques en utilisant des installations existantes ou nouvellement implantées. Y ont participé 35 pays avec 56 stations sismographiques, avec à l'appui des installations de traitement spéciales de

centres expérimentaux internationaux se trouvant en Australie, en Suède, en U.R.S.S. et aux États-Unis. Pendant la phase finale de l'expérience, qui a duré 42 jours consécutifs, soit du 22 avril au 2 juin 1991, on a détecté et localisé chaque jour de 50 à 100 événements sismiques se produisant dans le monde. L'ESY, qui prenait part à cette expérience, a toujours été parmi les trois premières stations ayant contribué à la détection d'événements sismiques. L'évaluation des résultats de ce genre d'essais techniques joue un rôle important dans l'élaboration d'un moyen de vérification sismique mondial.

L'atténuation télésismique des ondes P

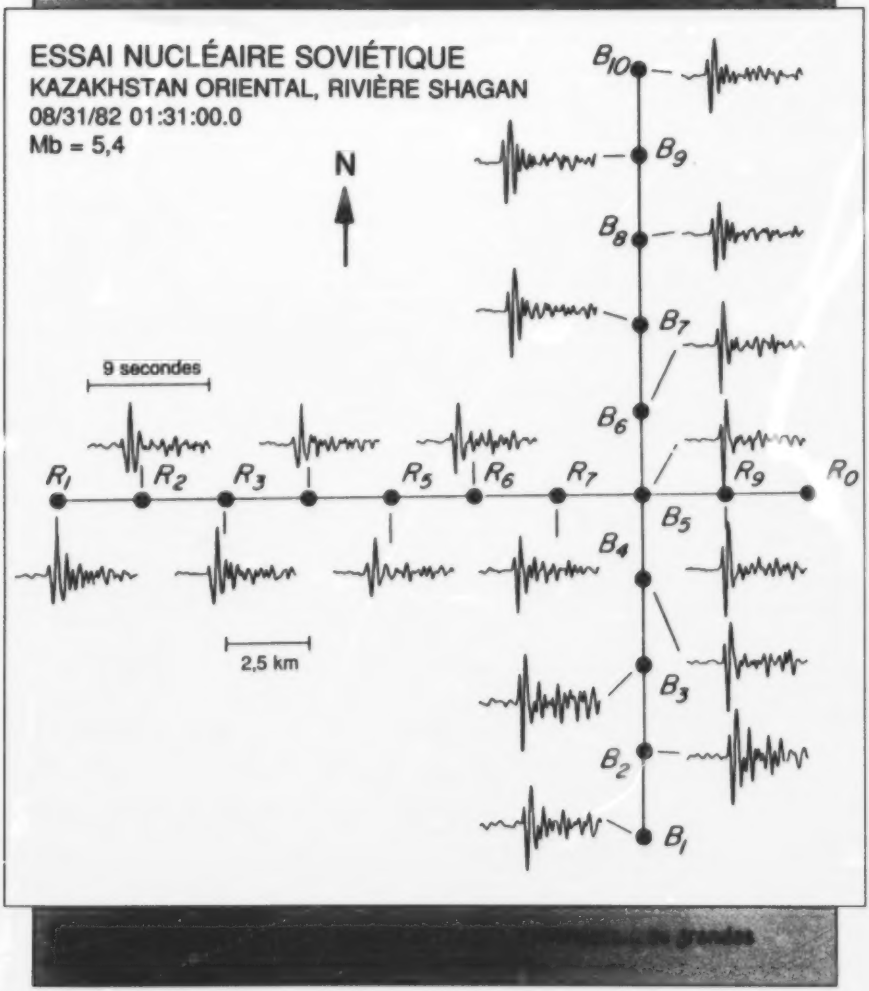
L'équipe de l'Université de Toronto vient de terminer une étude détaillée sur l'atténuation sismique qui se produit le long des trajectoires reliant l'ESY à sept régions où l'on procède encore à des essais nucléaires. Il s'agit de la Pahute Mesa et du plateau du Yucca (tous deux au Nevada), de la rivière Shagan et du mont Degelen (tous deux au Kazakhstan oriental), du Kazakhstan occidental, de Novaïa Zemlia et des Tuamotu françaises.

La figure 9 montre les enregistrements réalisés en 1982 par l'ESY après une explosion nucléaire d'une magnitude de 5,4 qui a eu lieu au Kazakhstan oriental. L'épicentre se trouve à une distance d'environ 7 500 km (voir figure 4b)). Sur tous les segments d'enregistrement de 9 secondes, la première «rupture» marquée (pointe abrupte vers le haut) signale l'arrivée des ondes P directes. La station B_{10} de l'ESY enregistre la première l'arrivée des ondes P et la station B_1, la dernière, ce qui révèle que l'épicentre se trouve, par essence, plein nord. Les différences de signature et d'amplitude entre ces enregistrements, évidentes à l'œil d'un analyste averti, révèlent la présence d'influences du site propres à la station, qui sont assez faibles au regard des normes habituelles. Une étude de l'équipe de l'Université de Toronto, s'appuyant sur plus de 600 enregistrements d'explosions nucléaires souterraines connues réalisés par l'Ensemble sismologique de Yellowknife, met en évidence des différences d'atténuation importantes entre ces trajectoires télésismiques et leurs conséquences quant à l'erreur d'estimation de la puissance des explosions[10].

Démasquer la phase profonde pP

Comme nous l'avons déjà indiqué, la phase sismique pP est importante parce qu'elle fournit sur la profondeur de la source des informations indispensables au tri d'une bonne partie des séismes au début du processus d'identification de la source sismique. La figure 10 présente les sismogrammes à composante verticale obtenus à la station B_{10} de l'ESY lors de cinq essais nucléaires auxquels les Français ont procédé aux Tuamotu[11].

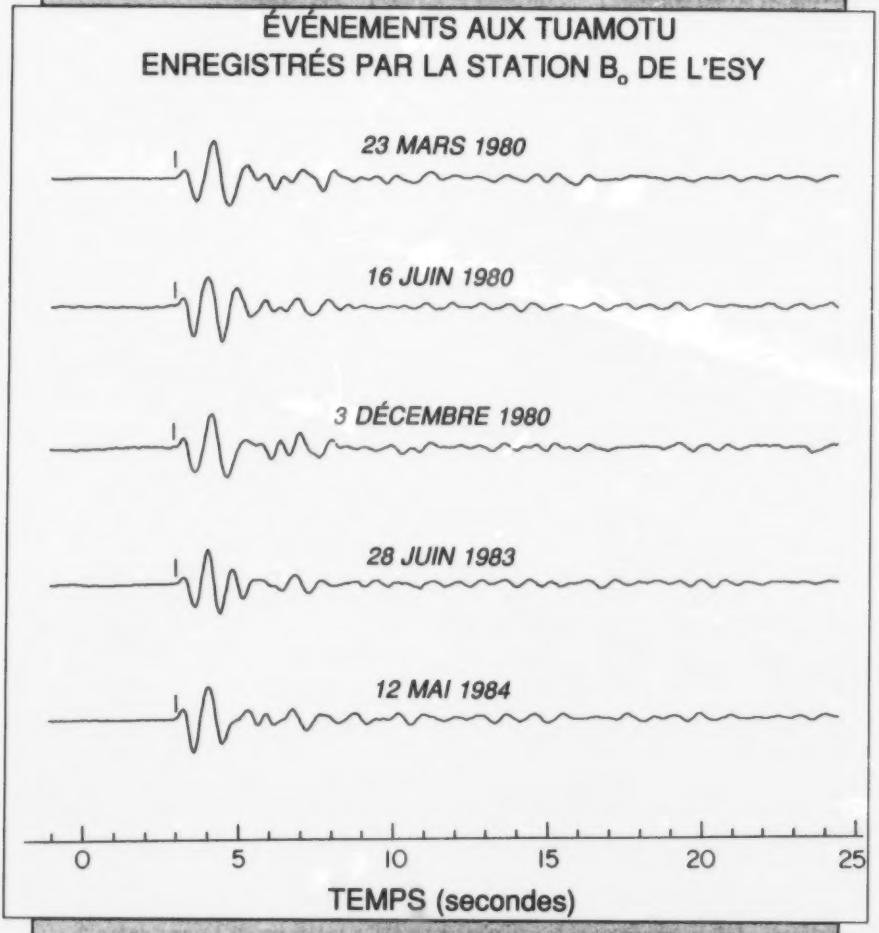
Figure 9 : Enregistrements effectués à Yellowknife d'une explosion nucléaire au Kazakhstan oriental



Étant donné que la valeur des m_b varie entre 5,5 à 5,7, la profondeur à laquelle on doit avoir enterré les engins est telle que l'écart de temps entre la phase pP et les ondes P directes devrait rester nettement inférieur à 1 seconde, sauf si les forages d'essais sont délibérément creusés, à grands frais, bien plus profondément qu'il n'est en fait nécessaire pour empêcher une ventilation de la radioactivité. Nous remarquons à la figure 10 que, sur chaque enregistrement, la

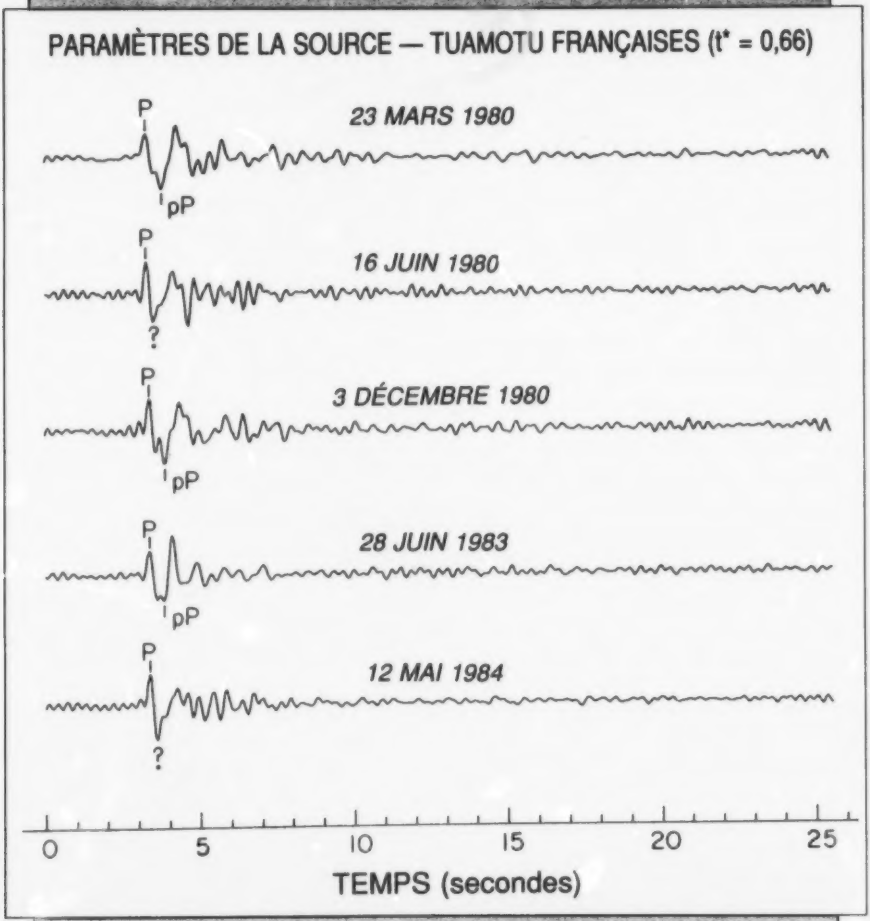
première «oscillation» commence clairement par un mouvement vers le haut — ce qui, en théorie, fait penser à une source explosive. Il semble que la phase pP, que l'on s'attend à voir apparaître peu après le commencement des ondes P directes (indiqué par une petite barre), soit absente de tous les enregistrements.

Figure 10 : Enregistrements de cinq essais nucléaires effectués aux Tuamotu françaises



Ces enregistrements proviennent de B_{YK}, la station la plus septentrionale de l'Ensemble sismologique de Yellowknife. Les petites barres indiquent l'arrivée en temps des ondes P.

Figure 11 : Paramètres des sources d'explosions nucléaires pour les essais effectués aux Tuamotu



Ces paramètres sont tirés des enregistrements présentés à la figure 10. Un signal pP secondaire apparaît peu après chaque arrivée d'ondes P directes. Les intervalles de temps donnent à penser que les sources sismiques se trouvent à quelques centaines de mètres à peine sous terre.

La figure 11 montre les paramètres des sources d'explosion nucléaire extraites des données de la figure 10 en utilisant les résultats d'atténuation que nous avons obtenus[12]. Les intervalles de temps entre les ondes P directes et la phase pP sont d'environ 0,4 seconde, ce qui donne à penser que les sources ne se

trouvent qu'à quelques centaines de mètres sous terre. Des études sismologiques aussi cruciales que celle-ci demandent souvent une somme phénoménale de données d'archives sur les explosions nucléaires. Yellowknife compte parmi les rares ensembles sismologiques ultramodernes du monde qui rassemblent des données depuis assez longtemps pour répondre à un tel besoin.

Meilleure localisation des événements sismiques

Grâce aux données de l'ESY, et non à celles du réseau mondial réunies par des centaines de stations dispersées autour de la Terre, le Canada peut rassembler des informations permettant de localiser des événements télésismiques anormaux entre 20 minutes et 1 heure après qu'ils se produisent, ce qui pourrait être assez rapide pour prendre les mesures nécessaires prévues par un traité international. Cependant, cette rapidité n'est pas sans inconvénient : la localisation des événements est imprécise à cause de l'ouverture limitée de l'ensemble sismologique.

Pour que l'ESY localise les événements avec plus de précision, l'équipe de l'Université de Toronto a lancé un programme de recherche constitué de deux sous-programmes. Le premier nécessite l'introduction dans l'analyse des champs d'ondes sismiques d'une méthode hautement perfectionnée de traitement des signaux en grande partie mise au point par des spécialistes des mathématiques appliquées travaillant dans d'autres domaines que la sismologie. Notre nouvelle technique de décomposition des champs d'ondes, dite «méthode à énergie orientée», permet d'analyser le comportement des ondes sismiques arrivant de sources éloignées et enregistrées sur bande large par des appareils à triple composante nouvellement installés. En observant en trois dimensions les mouvements de sol du site sur lequel se trouve l'Ensemble sismologique et en comparant les ondes enregistrées à des prédictions se fondant sur des épicentres connus, il est possible d'obtenir des corrections de localisation par région qui serviront ultérieurement.

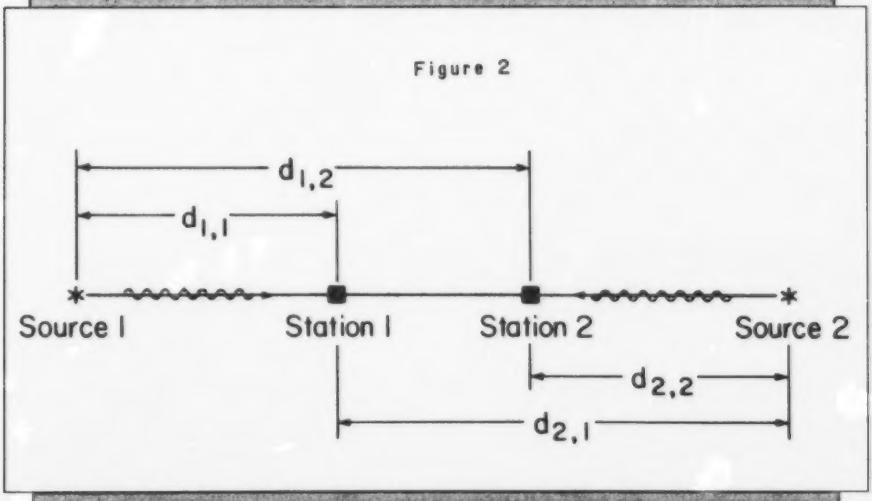
Dans le second sous-programme, on tire parti des immenses archives de données à composante verticale datant d'avant la modernisation de l'ESY pour étudier le comportement des fronts d'ondes sismiques provenant de sources éloignées quand ils traversent l'ESY. En relevant la vitesse et la direction de ces fronts d'ondes et en les comparant à des prédictions fondées sur des épicentres connus, il est de nouveau possible d'obtenir des corrections nécessaires à l'amélioration des capacités de localisation de l'Ensemble sismologique. Les premiers résultats de ses deux sous-programmes distincts sont encourageants.

Chapitre 7 : L'observation rapprochée : innovations canadiennes fructueuses

Contexte

Ces quinze dernières années, en attendant une conjoncture politique internationale favorable à la négociation de traités plus stricts que le TLE qui limite les essais à 150 kilotonnes, on s'est fort intéressé à la relance de la recherche sur la vérification sismique régionale (rapprochée). Au nombre des récents développements propres à faire progresser les négociations sur l'interdiction des essais, citons l'installation de stations sismiques sur le territoire de l'Union soviétique et l'expérience de vérification conjointe qui comprenait deux explosions nucléaires aux fins d'étalonnage, l'une au Nevada et l'autre, au Kazakhstan oriental. À l'Université de Toronto, la recherche expérimentale régionale porte essentiellement sur l'atténuation le long de la trajectoire et sur la distorsion géologique (influences du site) des ondes P_n et des ondes L_g. Dans le cas des ondes P_n, nous avons aussi mené des études visant à mieux connaître le comportement mal compris de leur mode de propagation dans la terre même. Ces études sont nécessaires pour supprimer une des sources de disparité les mieux connues entre les tables d'atténuation des ondes P_n publiées.

Figure 12 : Configuration source-station utilisee dans la methode inversee du couple de stations



Il s'agit ici d'une représentation cartographique. Le principe de la méthode est expliqué dans le texte.

Une technique originale pour mesurer l'atténuation des ondes L_g

Imaginez un grand cercle traversant deux sources sismiques et deux stations sismiques (figure 12)[13]. Il s'avère que l'on peut déterminer précisément l'atténuation des ondes L_g entre les deux stations sismiques ainsi placées, même en présence d'influences du site inconnues, d'erreurs des appareils d'enregistrement inconnues et de complications inconnues provenant des sources sismiques.

La méthode, appelée «méthode inversée du couple de stations» (MICS), repose en fait sur deux observations simples. D'abord, pour une source sismique donnée, les incidences de la source sur les mouvements du sol L_g observés sont les mêmes aux deux stations. Elles peuvent donc être annulées par une technique de rapport spectral bien connue. Toutefois, une telle technique ne supprime ni les influences du site ni les erreurs instrumentales particulières aux deux stations. On a ensuite découvert qu'il est possible d'annuler les influences du site combinées et les erreurs instrumentales inconnues des deux stations en faisant faire aux signaux L_g un «aller-retour» sur un guide d'ondes fixe comprenant le segment de trajectoire entre les stations, les émetteurs de signaux étant les deux sources sismiques disposées comme à la figure 12. Depuis sa découverte, la MICS a été abondamment essayée dans le polygone oriental canadien en utilisant des séismes naturels et des explosions industrielles en Ontario, au Québec et au Nouveau-Brunswick comme sources sismiques. Les résultats prouvent qu'il est possible de mesurer de façon fiable une réduction de l'amplitude des ondes L_g due à une atténuation qui ne dépasserait pas 10 p. 100, même si les seules amplifications dues aux stations varient, en fait, de quelques dizaines à quelques centaines de pour cent. Comme cela a été démontré par professeur Chun et ses collaborateurs[14], la fiabilité de la MICS pour mesurer l'atténuation des ondes L_g n'est pas altérée par les hautes fréquences (5 Hz) là où les influences du site sont particulièrement importantes.

Vers une compréhension de la propagation et de l'atténuation des ondes P_n

Nous venons d'évoquer une technique originale d'extraction des effets d'atténuation subtils en présence de facteurs de contamination importants. Il s'est révélé difficile d'obtenir des résultats similaires avec la phase P_n, compagnon régional tout aussi important, à cause de l'incertitude supplémentaire quant à la façon dont l'énergie P_n se propage géométriquement, car le phénomène n'est pas lié à l'atténuation sismique anélastique. Cette incertitude est assez particulière aux ondes P_n et, à notre connaissance, aucune publication ne traite encore de méthodes de détermination expérimentale de la propagation géométrique des ondes P_n. On a fait remarquer dernièrement[15] que

les désaccords entre les spécialistes des ondes P_n concernant l'hypothèse géométrique des P_n constituent la principale cause de disparité entre les tables d'atténuations des ondes P_n pour une région donnée. C'est assez malheureux, étant donné que les résultats de nouvelles recherches donnent à penser que les ondes P de haute fréquence sont très importantes dans la détection et l'identification d'explosions nucléaires souterraines découplées[16]

Récemment, avec leurs collaborateurs respectifs, M. Zhu[17], d'une part, et M. Chun[18], d'autre part, ont étendu la MICS et démontré qu'il est possible, avec cette version élargie, de déterminer simultanément et la propagation géométrique et l'atténuation des ondes P_n. Les démonstrations ont été faites en utilisant un nombre important d'enregistrements d'ondes P_n effectués par les stations du Réseau de télémétrie de l'Est du Canada. Les résultats montrent que, dans le Bouclier canadien qui atténue peu les ondes, on peut mesurer de façon stable l'atténuation le long de la trajectoire sur des distances aussi courtes que 100 à 200 km. Une résolution spatiale de cet ordre est un atout précieux pour vérifier si l'on respecte les traités interdisant les essais nucléaires de faible puissance. La figure 7 présente un schéma des ondes P_n.

Le «clonage» : méthode d'étalonnage du réseau sismique

Alors qu'elle mettait au point la méthode de mesure de l'atténuation dite MICS, l'équipe de l'Université de Toronto a fait une deuxième découverte. Elle a en effet trouvé un moyen simple de transformer toutes les stations d'un réseau d'observation sismique en des «clones» presque identiques, chacun devenant capable d'imiter les caractéristiques d'une station maîtresse présélectionnée[19]. Techniquement, l'opération s'appelle «étalonnage du réseau sismique». Il s'agit, pour l'essentiel, de définir les différences relatives entre les incidences nettes combinées dues à l'environnement géologique des stations et aux caractéristiques des appareils. Nous avons démontré que ces différences relatives peuvent, en fait, être mesurées de façon très fiable pour les ondes L_g[20] et pour les ondes P_n[21], en utilisant soit la MICS, soit la méthode de l'analyse de la puissance spectrale (MAPS), toutes deux mises au point par l'équipe de Toronto.

Une fois étalonnées, les stations du réseau traiteront de la même manière les signaux sismiques qu'elles enregistreront, ce qui préservera tout élément propre aux séismes ou aux explosions dont les ondes sismiques sont porteuses à leur arrivée, juste avant de subir les influences du site et de faire l'objet d'erreurs instrumentales. Est aussi préservée la force relative des signaux, élément d'information crucial indispensable pour établir le rapport empirique magnitude-puissance que l'on utilisera ensuite pour estimer l'ampleur des explosions nucléaires souterraines.

Pour chaque événement donné, on n'a pratiquement plus besoin d'utiliser des enregistrements sismiques multiples pour «faire la moyenne» des influences du site inconnues grâce à l'étalonnage des réseaux, et, à un degré moindre, des erreurs instrumentales. Comme il faut moins de stations d'enregistrement par événement sismique, le seuil d'identification de la source est plus bas pour un réseau sismique étalonné que pour un réseau qui ne l'est pas, et le réseau étalonné est mieux équipé pour faire face à des situations d'observation difficiles. Étant tout étalonnées pour imiter les caractéristiques des réponses en fréquence d'une station maîtresse présélectionnée, les stations d'un réseau peuvent être déplacées (c.-à-d. réimplantées dans des endroits plus calmes ou plus stratégiques), modernisées, ajoutées ou supprimées (une à la fois) sans que cela perturbe sérieusement les activités d'observation en cours.

Le fait de pouvoir établir les grandes lignes des atténuations d'ondes P_n et L_g permet aux chercheurs en sismologie expérimentale d'apporter des corrections pertinentes concernant la propagation pour les explosions ayant lieu dans des polygones, déclarés ou non. La possibilité de «cloner» un groupe de stations d'observation contribue à s'assurer qu'une explosion trop petite pour être bien enregistrée par plus que quelques stations fera néanmoins l'objet d'analyses fiables visant à identifier sa source et à estimer sa puissance.

Chapitre 8 : Analyse et conclusions

Grâce à la grande quantité de données relatives à des explosions nucléaires enregistrées sur de nombreuses années par l'Ensemble sismologique de Yellowknife, nous avons pu caractériser avec précision les effets d'atténuation des ondes P le long des trajectoires qui relient ce poste d'écoute canadien passif à sept des polygones d'essais nucléaires les plus actifs du monde. Les résultats influent directement sur la capacité future de l'ESY d'estimer de façon fiable la puissance d'événements sismiques éloignés. L'équipe de l'Université de Toronto a également démontré qu'en utilisant les résultats revus et corrigés de l'atténuation des ondes P, on arrive à des paramètres d'explosions nucléaires plus interprétables, ce qui permet parfois de détecter des ondes pP, phase profonde insaisissable mais très importante pour identifier les sources et estimer la puissance des explosions.

Notre étude détaillée de l'épicentre de plus de 7 000 séismes nous a permis de dresser, à l'usage de l'ESY, une table nette des corrections visant la localisation par région. Grâce à ces corrections, obtenues par analyse conventionnelle d'ondes de différentes fréquences dans des données à composante verticale, l'ensemble sismologique sera plus précis dans la localisation préliminaire des épicentres en cas de détection rapide d'événements sismiques pouvant être anormaux.

Les appareils d'enregistrement ultraperfectionnés de l'ESY modernisé nous ont propulsés dans une ère de traitement des signaux sur bande large à trois composantes. Des théories de traitement complexes sont actuellement intégrées aux codes informatiques de décomposition des champs d'ondes sismiques que l'on est en train d'élaborer à l'Université de Toronto. Avec leur gamme étendue d'enregistrement dynamique et leur haute fidélité, les nouveaux appareils de l'ensemble sismologique ont aussi accéléré la mise au point d'un nouveau sismographe synthétique (Ray-Kirchhoff amélioré)[22] dont l'objet est de mieux profiter des nouvelles capacités d'enregistrement.

L'équipe de l'Université de Toronto a réalisé des progrès considérables en matière de contrôle rapproché du respect d'un futur TLEFP ou d'un éventuel TITEN. On peut désormais assurer une surveillance sismique fiable d'événements se produisant dans des polygones d'essais déclarés ou hors desdits polygones. Grâce à de toutes nouvelles méthodes permettant une cartographie de haute résolution de l'atténuation régionale des ondes et l'étalonnage précis des réseaux sismiques, on a effectivement besoin de moins de stations d'enregistrement par événement pour arriver à une estimation de la puissance et à une identification de la source sismique fiables.

Entre autres conséquences importantes du travail d'étalonnage effectué sur notre réseau, citons la suivante : dans des régions à faible degré d'atténuation, comme l'U.R.S.S., c.-à-d. entre 1,0 et 1,5 unité pour de petits événements régionaux[23], l'écart entre le seuil de détection sismique (m_b de 2,0 à 2,5) et le seuil d'identification (m_b de 3,5) se resserre. Comme nous l'avons expliqué plus haut, il suffira d'abaisser le seuil d'identification de moins d'une demi-unité de m_b pour permettre de détecter des explosions bien couplées d'une puissance inférieure à une kilotonne et des explosions découplées d'une puissance inférieure à 5 kilotonnes.

Les méthodes suivies par l'équipe de chercheurs en sismologie expérimentale de l'Université de Toronto sont rentables, discrètes et ne peuvent être faussées par de mauvaises conditions d'observation. Leur mise à l'essai avec des données provenant du Bouclier canadien ont produit des résultats très intéressants pour de futures évaluations des besoins en matière de contrôle pour ce qui est de la majeure partie du continent eurasien.

Notes

1. Congrès des États-Unis, Office of Technology Assessment (OTA), *Seismic Verification of Nuclear Testing Treaties*, OTA-ISC-361, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., mai 1988. (Référence bibliographique indiquée ci-après par «OTA, mai 1988»).

2. OTA, mai 1988.

3. OTA, mai 1988.

4. OTA, mai 1988.

5. OTA, mai 1988.

6. Chun et coll., a1991; Zhu et coll., c1991.

7. La figure 7 est une adaptation de Zhu et coll., c1991.

8. Tiré de Zhu et coll., c1991.

9. Voir, par exemple, un sismogramme du Kazakhstan publié dans le numéro du 24 février 1987 de *Eos*, American Geophysical Union.

10. Chun et coll., b1991.

11. La figure 10 est une adaptation de Chun et coll., b1991.

12. La Figure 11 est également une adaptation de Chun et coll., b1991.

13. La Figure 12 est une adaptation de Chun et coll., 1987.

14. Chun et coll., 1987.

15. Par exemple, Chun et coll., a1989.

16. OTA, mai 1988.

17. Zhu et coll., c1991.

18. Chun et coll., a1991.

19. Chun et coll., b1989.

20. Chun et coll., 1987 et b1989.

21. Chun et coll., a1989; Chun et coll., a1991; et Zhu et coll., c1991.

22. Zhu et coll., 1989.

23. OTA, mai 1988.

Sélection bibliographique

Chun, Kin-Yip, One-parameter Approach to Surface Wave Gamma Measurement, *Earthquake Notes*, vol. 57, p. 111, 1986.

Chun, K.-Y., R. J. Kokoski and G. F. West, Hith-frequency P_n Attenuation in the Canadian Shield, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 79, n° 4, pp. 1024-1038, a1989.

Chun, K.-Y., R. J. Kokoski and G. F. West, Network Calibration for L_g Magnitude — Method and Test Results from Eastern Canada, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 79, n° 1, pp. 15-30, b1989.

Chun, K.-Y., R. J. Kokoski and G. F. West, Source Spectral Characteristics of Miramichi Earthquakes: Results from 115 P-Wave Observations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 79, n° 1, pp. 127-140, 1989.

Chun, K.-Y., G. F. West, R. Kokoski and C. Samson, A Novel Technique for Measuring L_g Attenuation — Results from Eastern Canada Between 1-10 Hz, *Bulletin of the Seismological society of America*, vol. 77, n° 2, pp. 398-419, 1987.

Chun, K.-J., T. F. Zhu, and G. F. West, The Origin and Attenuation Characteristics of P_n Wave in the Canadian Shield, *Acta Geophysica Sinica*, a1991 (sous presse).

Chun, K.-Y., T. F. Zhu and G. F. West, Teleseismic P-Wave Attenuation and the Nuclear Explosion Source Functions Inferred from Yellowknife Array Date, *Journal of Geophysical Research*, 1991b, vol. 96, n° B7, pp. 12083-12093, b1991.

U.S. Congress, Office of Technology Assessment, *Seismic Verification of Nuclear Testing Treaties*, OTA-ISC-361, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, mai 1988.

Zhu, T. F., K. Y. Chun and G. F. West, Ray-Kirchhoff Method for Wave-field Computation in Dissipative Inhomogeneous Media, édition spéciale publiée par *Academic Press*, septembre 1989.

Zhu, T., K.-Y. Chun and G. F. West, High-frequency P-Wave Attenuation Determination Using Multiple Window Spectral Analysis Method, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 79, n° 4, pp. 1039-1053, 1989.

Zhu, T., K.-Y. Chun, and G. F. West, Geometric Spreading and Q of P_n Waves: An Investigative Study in Eastern Canada, *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 81, n° 3, pp. 882-896, c1991.

Études ponctuelles sur la vérification du contrôle des armements

N° 1 Garanties de l'Agence internationale de l'énergie atomique. Observations sur les leçons applicables à la vérification découlant d'une convention sur les armes chimiques, par James F. Keeley, novembre 1988

N° 2 Vérification d'un accord de paix en Amérique centrale, par H.P. Klepak, février 1989

N° 3 International Atomic Energy Agency Safeguards as a Model for Verification of a Chemical Weapons Convention, par H. Bruno Schiefer et James F. Keeley, éd. juillet 1989 (publié en anglais seulement)

N° 4 Le contrôle des armements conventionnels et le désarmement en Europe : Un modèle pour l'appréciation de l'efficacité du système de vérification, par James W. Moore, mars 1990

N° 5 Considérations de sécurité et vérification d'un régime de contrôle des armements en Amérique centrale, par H.P. Klepak, août 1990

N° 6 Imagerie aérospatiale pour la vérification et le maintien de la paix : trois études, par Allen V. Banner, mars 1991

N° 7 Des satellites qui en endommagent d'autres, par Peter C. Hughes, août 1991